D.C. 55 (05)

地質調査所月報

第17巻　第3号

理化成技術研究所 図書室 41.6.23

目　　次

報　文

太田良平：鹿児島県指宿地方地質調査報告……1(129)
瀬谷　清：鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について……12(140)
小野寺公児，向井清人，丸山修司：千葉県磯根岬南部海域の海況と砂鉄の分布形態について……25(153)

概　報

大阪府北摂地区観測井コアの地質学的考察（稲井・石田）
徳島県阿南市および那賀郡鷲敷町地内（那賀川左岸）石灰石調査報告（清島）

資　料

東シベリヤ更新世の代表的氷河周辺の植物について（小岩井訳）

講演要旨

台湾北部海底炭田調査について（上島・森・向井・小谷・駒井）　環境科学への接近と21世紀の国土改造計画にそなえて（蔵田）

工業技術院地質調査所

昭和41年3月

Ota, R.

鹿児島県指宿地方地質調査報告

太田良平

地質調査所月報，Vol. 17, No. 3, p. 129～139, 1966
2 illus.

薩摩半島南端の指宿市・山川町および開聞町にまたがる地域を，地熱開発に資する目的で地表地質調査を行なつた。この地域は阿多カルデラの西端部に当り，地域内の岩石をカルデラ形成前のもの（各種火山岩・古第三紀層）。カルデラ形成に関係あ・る噴出物（降下軽石・軽石流）およびカルデラ形成後の噴出物（多くの中央円頂丘池田カルデラ形成に関係ある噴出物および開聞岳の噴出物）に分けることができる。噴気および温泉はいずれも阿多カルデラ内にあり，指宿市街地およびその西方山地に主として分布し，その分布は構造線に関係があるらしい。

55（522.8）

Seya, K.

鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について

瀬谷　清

地質調査所月報，Vol. 17, No. 3, p. 140～152, 1966
11 illus.

鹿児島県指宿地域の阿多カルデラ内は重要な地熱地帯にして重視されている。調査はこのカルデラ内の地下構造の概要を把握することを目的として行なわれ，興味ある結果が得られた。作成された等重力線図には阿多カルデラおよびその内部に存在する大小のカルデラ群の存在を反映する重力異常および鹿児島湾地溝を反映する重力分布が明瞭に認められる。考察の結果として大小の断層状構造の存在および基盤の隆起部の推定がなされ，推定地下構造図を作成することができた。この結果は既存の電気探査の結果と定性的によく一致している。

528.27＋551.24：550.361(522.8)

Onodera, K.
Mukai, K.
Maruyama, S.

千葉県磯根岬南部海域の海況と砂鉄の分布形態について

小野寺公児・向井清人・丸山修司

地質調査所月報，Vol. 17, No. 3, p. 153～168, 1966
19 illus., 1 tab.

大陸棚地質調査研究の一環として，千葉県磯根岬南部海域における砂鉄濃集部の堆積環境を明らかにするため，海況（主として波浪と潮流）と海浜状況の調査を実施した。この結果，海岸における砂鉄の濃集点は卓越する波向と，海岸形態によつて規定されることと，海底においては，波浪および潮流による海水の流動方向に対して，直角方向の分布形態をとることが判明した。
同時に実施された表層試料採取と，海底地形調査については，本調査研究に関して有効な資料が得られた。

551.468.1：553.317(521.29)

Inai, N.
Ishida, S.

大阪府北摂地区観測井コアの地質学的考察

稲井信雄・石田志郎

地質調査所月報，Vol. 17, No. 3. p. 169～175, 1966
5 illus., 2 tab.

昭和39年度特別研究費による産業用地下水の開発保全等に関する調査研究の一部として大阪府三島町において，350 m の試錐調査を実施した。このコアの解析によつて，この観測井においては Ma_6～Ma_1 があり，丘陵地質，海成粘土層，火山灰層，花粉分析，電気検層等の解析から大阪層群の鍵層と考えられる Ma_3 は 180 m ±にあたることが判明した。そして最下部 348 m の火山灰はイエロー火山灰と推測される。なおこの試錐に伴なう揚水試験，土質試験，温度分布，水質，地下水位観測試験成績も列記した。

550.824(521.74)

Kiyoshima, N.

徳島県阿南市および那賀郡鷲敷町地内（那賀川左岸）石灰石調査報告

清島信之

地質調査所月報，Vol. 17, No. 3, p. 176～180, 1966

6 illus., 2 tab.

調査区域は現在盛んな稼行が行なわれている阿南市石灰石鉱床地帯の西方延長に当る。地質は同様に秩父系醍醐層群および若杉層群から構成される。石灰岩露頭は東西に平行して分布する南北の2帯があり，醍醐層群中のものを北帯とし，若杉層群中のものを南帯とする。この2帯中に合計6個の露頭を数えるが，いずれも東部に比し規模は急激に劣勢となり，埋蔵量計算の対象となつたものは北帯中の2個の露頭で，その合計は350万tにすぎず，早急な開発の対象とはなり得ない。南帯では石灰石層の下盤側にドロマイトを胚胎し，露天掘により稼行されているが規模は小さい。

553.551.1(523.1)

Golibeva, L. V.
tr. Koiwai, T.

東シベリア更新世の代表的氷河周辺の植物について

L. V. Golibeva　小岩井　隆訳

地質調査所月報，Vol. 17. No. 3, p. 181～184, 1966

1 illus., 1 tab.

東シベリア地域に発達したと考えられる氷河各期の堆積物を花粉分析し，その植物景観を分類した。最下部サマロブスカヤ期から最上部のサルタンスカヤ期まで氷河各期ともツンドラ型景観にはじまり無樹木寒冷草原型景観におわることが明らかにされた。また前バイカル，西方サバイカル，中央シベリア高原，レナ河流域で地域差が若干みとめられる。

581.33：551.332(57-11)

Novosibirsk, N.

低温物質輸送および固液界面現象の理論（新潟山王丸）
石田正明教授

青 島 伸 之

応用磁気学会誌, Vol. 12, No. 3, p. 179–180, 1988

6 Illus., 2 Tab.

Oshima, I. V.

新しくなった文献の作成法について

I. V. Oshima　小島伸之

情報処理学会, Vol. 12, No. 3, p. 181–184, 1988

1 Illus., 1 Tab.

Oshima, I. V.

Oshima, I. V.

新しくなって文献整理の作成法について

I. V. Oshima　小島伸之

情報処理学会, Vol. 12, No. 3, p. 181–184, 1988

1 Illus., 1 Tab.

旭化成技術研究所
昭和
41.6.23
図書室

報　文

55 (522.8)

鹿児島県指宿地方地質調査報告

太　田　良　平*

Geological Report on Ibusuki District, Kagoshima Prefecture

By
Ryohei Ota

Abstract

Above-mentioned survey was made for the purpose of geothermal developing. This district occupies the western area of Ata Caldera and the rocks distributed in the district can be classified as follows :

1) The rocks of pre-Ata Caldera (volcanic rocks and Paleogene sediments)

2) The rocks related to the formation of Ata Caldera (pumice fall and pumice flow deposits)

3) The rocks of post-Ata Caldera (central cones, deposits related to the formation of Ikeda Caldera and volcanic rocks of Mt. Kaimon)

All fumaroles and hot springs lie within Ata Caldera, especially in Ibusuki city and its west-neighbouring mountainland, and their distribution seems to be related to tectonic lines.

緒　言

鹿児島県指宿地方を地熱開発を目的とし下記日数の間，野外踏査した。

昭和37年12月（3日間）　主として山川町内
昭和38年3月（18日間）　主として指宿市内
昭和38年11月（15日間）　主として開聞町内

現地調査に当り，上記市役所および町役場から諸便宜の供与を受けた。

1. 地質構造（第1図参照）

この調査地域は薩摩半島の南東端に位置し，地質学的には阿多カルデラの西端部に当る。地域内で最も著しい構造線は阿多カルデラの陥没に伴なつて生じた構造線で，また同カルデラ内にも多くの構造線がある。

阿多カルデラをつくる構造線は魚見岳南麓から鬼門平に至り，さらに烏帽子岳東麓を経て開聞岳北麓に連らなり，長崎鼻付近山地の北に延びていると推定される。鬼門平や魚見岳付近には顕著な急崖がみられる。阿多カルデラ内には多くの火山岩類が分布しており，ほとんど輝石安山岩であるが鍋島岳だけは角閃石安山岩からなる。

現在の地形から推察すると，阿多カルデラ内には多くの中央円頂丘があり，そのうち現在の鰻池付近に中心を有するものが最大であつて，その北西部に現在の清見岳を中心とする寄生円頂丘があつた。ほかに現在の山川港付近を中心とするものをはじめとし多くの小さい円頂丘があつた。これらの岩体はその後におこつた激しい火山活動のため原地形は著しく破壊されている。すなわち池田カルデラ（現在の池田湖の位置するカルデラ。以下同様）・池底カルデラ・鰻池カルデラ・成川カルデラおよび山川カルデラなどが相次いで生じたが，これらのカルデラはほぼ WNW-ESE 方向に並んでいるので，地下に顕著な構造線が存在すると推察される。またこれとほぼ平行して多くの構造線が分布すると考えられ，そのうちのあるものは海岸の崖やカルデラ壁に露出しており，また地形にも現われている。またこれらの構造線は後火山活動の産物である噴気，温泉などの通路となつているため変質帯を生じており，その配列からも構造線の存在を推察することができる。調査地域内は表土が非常に厚く，また山地には樹木が繁茂していて，岩石はほとんど海岸またはカルデラ壁にしか露われていない。したがつて地表の諸現象から構造線の分布を推察するのはかなり困難であるが，これを第1図に示した。構造線の分布を確めることは地熱の探査上きわめて大切なことであつて，各種

*地質部

第1図　推定構造線図

物理探査の結果と照合し，さらに検討せねばならない。

池田カルデラは大量の物質を噴出したために生じた陥没カルデラであるが，山川カルデラは南方の谷間に局部的ではあるが巨大な放出岩塊が多くみられ，爆裂によつて生じたものと思われる。鰻池カルデラはカルデラの周りに小さな爆裂火口地形が多くみられ，また鷲尾岳西方山腹の広い面積にわたり巨大な放出岩塊が多く分布しており，これも爆裂により生じたものと思われる。池底カルデラおよびその北西の松ガ窪カルデラやまた成川カルデラも爆裂により生じたものらしい。なお成川カルデラはかつては湛水していたらしく，バス道路際で開聞火山放出物層の下位に黒色粘土層（厚さ2m+）がみられる。

松本唯一[2]によると，姶良および阿多両カルデラの生成後に，両カルデラの中間部も引続き陥没し現在の鹿児島湾の地形を生じたという。この調査地域内で今和泉以北の直線状の海岸線はこの地溝の西縁を示すと考えられ，指宿市街地で多くの温泉が列をなして分布するのは，この構造線の延長に当るためと思われる。

なお池田湖の南に水無池，鏡池および大底月の爆裂火口がほぼ直線状に並んでいるのは，池田カルデラ生成後に生じた構造線の存在を示すと考えられる。

2. 地　質（第2図参照）

2.1 概　説

調査地域内の岩石を阿多カルデラ生成以前のものと以後のものとに2大別することができる。以前のものは阿多カルデラの外側に限り分布し，以後のものはほとんどカルデラ内に分布するが一部は外側にもみいだされる。

調査地域内で最も古い火山岩は開聞岳北の入野に分布する流紋岩と長崎鼻付近の石英安山岩とであつて，前者の上には古第三紀貝化石を有する砂岩層（入野層），後者の上にも砂岩層（村石層）が載つている。これらに次ぐものは阿多カルデラ壁をつくり広く分布する輝石安山岩熔岩および火山砕屑岩互層（鬼門平輝石安山岩）であつて，この大部分は著しい鉱化作用を受け，所により金鉱床を胚胎している。また高江山ほか1カ所では輝石安山岩の上に角閃石安山岩熔岩が載つている。

阿多火山軽石流は阿多カルデラの形成前に大量に噴出したものであつて，これに先立ち降下軽石層の厚い堆積があつた。鬼門平の南でみられる凝灰岩層もこれと同時期のものらしい。阿多火山軽石流はほとんど熔結しており，長さ数10cmの黒色ガラス質レンズが顕著にみられる。

阿多カルデラの生成後に，カルデラ内に多くの中央円頂丘が出現した。最も大きいものは現在の鰻池周辺一帯の山地を成すもので安山岩熔岩および凝灰角礫岩互層からなるが，その後，鰻池・池底・松ガ窪などを生じた著しい爆裂活動によつて原地形は著しく破壊されている。現在の山川港付近にある中央円頂丘は安山岩熔岩や熔結凝灰岩などからなり，これもその後の爆裂活動により原地形は著しく破壊されている。これらのほか辻ノ岳・竹山・久世岳その他の安山岩熔岩からなる山地があり，それぞれ独立した中央円頂丘であるが，竹山はその後におこつた断層運動のため原地形は著しく失われている。その後，前記の最も大きい中央円頂丘の西麓，すなわち現在の池田湖のある位置に新たに火山活動がおこり，降下軽石を噴出し次いで大量の軽石流を流出し，陥没により池田カルデラを生じた。またこの軽石流の流出に先立ち，調査地域北東部の今和泉の海岸でみられるように局部的ではあるが泥流の流出があつた。池田軽石流はほとんど非熔結であるが，池田湖北岸や西岸など噴出源の近くの場所では弱熔結で固く締つており，北岸では不完全な柱状節理がみられる。池田湖の周辺ではこの上に軽石流の二次堆積層が分布している。

その後，この地域の北方，鹿児島湾奥に位置する姶良カルデラから大隅降下軽石層の噴出があり，これは主として大隅半島に厚く堆積したが，この調査地域内でも鹿児島湾に面する側でみられる。これは当時の山地を広く覆つたと思われるが，現在では山麓の低地にほとんど洗い流され二次堆積層をつくつており，指宿市付近に広く分布する軽石質砂および粘土層（指宿層）もその一部であるが，一般に層理が著しいので区別した。

開聞町の鏡池・水無池および大底月（鍋島岳西方山麓凹地）はマールであつて，その生成時期は池田軽石流以後，かつ開聞岳外輪山以前と思われる。なお鰻池・池底および松ガ窪の3カルデラはいずれも爆裂火口であるが，松ガ窪の爆裂は池田降下軽石以後，かつ大隅降下軽石以前と思われ，前2者もおそらくこれと同時期であろう。

開聞火山（開聞岳）は外輪山および中央円頂丘からなり，いずれも輝石安山岩で，またその東方一帯の台地には厚い放出物が分布している。開聞岳の西の海岸には砂丘が連らなり，また海岸・湖岸あるいは河川の流路にそい沖積層が分布する。

2. 2 先阿多火山堆積物

2. 2. 1 入野流紋岩（R）

開聞町北西部の阿多カルデラ壁に露われ，古第三紀の貝化石を有する凝灰質砂岩層（入野層）によつて覆われている。下限は不明であるが，約2mの厚さの流紋岩凝灰角礫岩と，その上に載る約50mの厚さの流紋岩熔岩とからなる。この熔岩は硬く灰黄色の石基中に径0.5～1mmの石英斑晶が顕著に散在しており，ときに顕著な流理がみられる。鏡下では斑晶として斜長石および石英が認められ，ほかに黒雲母から変つたと思われる褐鉄鉱がある。石基は珪長質である。

2. 2. 2 入野層（Ir）

開聞岳北の阿多火山カルデラ壁で流紋岩の上に載る。灰褐色細粒の凝灰質砂岩からなり，この中に古第三紀の貝化石 *Lima* (*Acesta*) *amaxensis* YOKOYAMA を産する。露出面積は狭少で，急傾斜の山腹に高さ10余m，水平方向に約10mほどに岩体が露出しており，流紋岩を覆つている以外には，表土が厚いためその連続および周囲の岩石との関係は明らかではないが，鬼門平輝石安山岩により覆われているらしい。下位の流紋岩はかなり珪化されているが，この砂岩は全く珪化作用を受けておらず，整然と成層し走向N 65° W・傾斜10°SWである。

2. 2. 3 長崎鼻石英安山岩（Da）

長崎鼻および付近の山地の基部を構成し，主として熔岩からなり，長崎鼻では岩体はよく露出している。下限は不明であるが，長崎鼻西方の村石では凝灰質砂岩層（村石層）に覆われている。この熔岩は硬く不均質で暗褐色部と暗青色部とがこまかい縞状をなし著しい流理を示し，ときに後者がレンズ状となり一見していわゆる灰石のような観を与え，この中に長さ1.5～3mmの斜長石白色

鹿児島湾
指宿
今和泉
松尾城址
鰻池
池底
池田湖
清見岳
池崎
小浜
尾下
鳥越隧道
△243.5
△416.6

第2図 指宿地方地質図

斑晶が顕著に散在している。鏡下では，斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および角閃石からなり鉄鉱を伴なう。ただし両輝石に較べ角閃石は小形で少ない。石基は毛氈状組織で斜長石・斜方輝石および鉄鉱などからなり，顕著な流理構造が認められる。

2. 2. 4 村石層（Mr）

長崎鼻近くの村石と赤水鼻の2カ所に分布する。村石では石英安山岩熔岩の上に載り厚さは一定しないが3m以下で，灰黄色を呈する凝灰質細粒砂岩からなり，塊状でしばしば炭質物に富んでいる。化石を含まず，したがつて地質時代は明らかでないが，入野層とはやや岩相を異にしている。この砂岩は著しい削剝を受けており，この上に不整合に礫層が載つている。しかしこれはきわめて局部的の堆積物なので地質図には省略してあるが，厚い所では20余mあり，小豆～人頭大の安山岩亜角礫からなり，ほぼ水平によく成層しときに偽層を示しおそらく河谷の堆積物と思われる。さらにこの上に直接に，あるいは厚さ1～3mの阿多降下軽石層を隔てて阿多火山軽石流が載る。

赤水鼻でみられる本層も石英安山岩熔岩の上に載り，ほぼ上と同様の凝灰質砂岩からなるが，ここでは胡桃大以下の軽石礫がしばしば認められ，また所により成層している。

2. 2. 5 鬼門平輝石安山岩（Ap, At, Al）

阿多カルデラの周囲に壁をなして分布する。カルデラの西壁をなすものは安山岩熔岩および火山砕屑岩の互層からなり，比高150～200 m の崖を連ね，金銀坑の旧坑が多く散在しその付近の岩石はプロピライト化・珪化その他の変質作用を受けている。熔岩は灰緑あるいは暗緑色を呈する石基中に長さ1～4 mmの斜長石白色斑晶が顕著に散在し，堅く緻密である。鏡下では斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり鉄鉱を伴なう。石基は毛氈状組織まれにガラス基流晶質であり，斜長石・斜方単斜両輝石および鉄鉱などからなり，時に鏡下の孔隙に鱗珪石がみいだされる。

火山砕屑岩のうち，矢筈岳断層（矢筈岳の北をNW–SE方向に走る断層）以北に分布するものは凝灰角礫岩であつて，一般に胡桃～拳大（まれに人頭大）以下の安山岩角礫が凝灰質物質とともに凝結したもので灰緑～灰褐色を呈する。大迫付近に分布する本岩から *Pecten* sp. のほか植物破片を産するが，ここではうづら豆～鶏卵大のよく円磨された安山岩礫を含むことがある。

矢筈岳断層以南に分布するものは火山礫凝灰岩であつて，全体として灰緑～淡緑色を呈し大豆大以下の灰緑色角礫に富み，ほかに拳大以下の安山岩角礫やまれに鶏卵大以下の花崗岩礫もみいだされた。本岩は比較的軟かく加工が容易なので石垣などの石材に用いられている。荷辛峠への登り道付近の本岩中に著しく成層した部分があり，次の化石を産する。

（大和栄次郎採集，水野篤行同定）

Nemocardium samarange Makiyama (abundant)
Cardita nodulosa Lamarck
Anomia cytaeum Gray
Saccella sp.
Chlamys sp.
"*Corbula*" sp.
Polinices? sp.
Calliostoma sp.
Brachiopoda
Balanus sp.

なおこれら化石からでは，この地層の地質時代は鮮新～更新世というよりほかはないとのことであるから，この火山礫凝灰岩は鉱化作用を受けている他の部分よりも地質時代が新しいと考えられる。

カルデラ北壁の魚見岳は安山岩熔岩からなり，比高100～150mの壁をめぐらし聳えており，後迫付近その他に分布する岩体も分布は広くないが安山岩熔岩からなる。これらはいずれも両輝石安山岩であつて，変質作用はあまり受けていない。

2. 2. 6 高江角閃石安山岩（Ah）

鬼門平の北東にある高江山および池田湖南西の荷辛峠付近に分布する2岩体は角閃石安山岩熔岩からなり，両者は肉眼では著しい相違はなく，斑状組織を示し多斑晶質で，濃灰色の石基中に長さ1～1.5mmの斜長石斑晶が顕著に散在しており，その間に長さ0.5～1.5 mmの有色鉱物斑晶がみられる。高江山に分布するものは周囲を阿多火山軽石流で取巻かれているため輝石安山岩との関係は不明である。鏡下では斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなるが，普通輝石は少量で，ほかに鉄鉱を伴なう。石基はガラス質であつて，その中に斜長石・角閃石・斜方輝石および鉄鉱などの微晶が散在し，またときに鱗珪石がみいだされる。荷辛峠付近に分布するものは輝石安山岩の上位にあり，鏡下では斑晶は斜長石・角閃石および紫蘇輝石からなり，鉄鉱を伴なう。なお紫蘇輝石の方が角閃石よりも量が多い。石基はガラス質または隠微晶質であつて，その中に斜長石・斜方輝石および鉄鉱などの微晶が散在している。

2. 3 阿多火山外輪山

2. 3. 1 阿多降下軽石層（Pf）

これは阿多火山活動の最初の噴出物であつて，長崎鼻

付近および魚見岳に分布する。長崎鼻付近では石英安山岩熔岩の上に載り厚さは約80mあり，海に面し断崖をなしよく露出する。軽石の大きさはおおむね胡桃大以下で，粒度に従いときには白色火山灰を混えて成層し，局部的に熔結している。本層は著しい削剝を受けており，この上に阿多火山軽石流が載つている。またここから西方約1kmを隔てた村石でもみいだされ，凝灰質砂岩（村石層）の上に載り厚さは1～3mあり，阿多火山軽石流に覆われている。分布は局部的であつて，阿多火山軽石流の流出以前にほとんど削剝されたものと思われる。

魚見岳では輝石安山岩熔岩の上に載り厚さは約80mあり，拳大以下の角張つた軽石が集積したもので分級は悪く，大形のものは内に未発泡の部分を残しており，また局部的に熔結している。したがつてこれらは噴出源の比較的近くに堆積したものと思われる。

2. 3. 2　阿多凝灰岩層（Tf）

これは阿多カルデラの西壁で見られるほか，鹿児島湾に面する松尾城址の海岸にも局部的に分布し，いずれも前記降下軽石層と同時期のものと考えられる。前者では輝石安山岩の上に載り阿多火山軽石流で覆われ，カルデラ壁を登る道路にそいよく露われ厚さは最大約10mあり，白色かつ塊状の凝灰岩である。後者は下限は不明であるが阿多火山軽石流の下にみいだされ，厚さ約4m＋で粗鬆な白色凝灰岩とこの上に載る厚さ約2mで小豆大の軽石層とからなる。（分布が狭少なので地質図には記載してない）

2. 3. 3　阿多軽石流（W）

阿多カルデラの外側に広く分布する。

長崎鼻付近では阿多降下軽石層の削剝面の上に載り，全体が著しく熔結して固く，また柱状節理もみられ，風化して赤褐色になつた基質中に径5～50 cmの不定形円盤状の黒色ガラス質部分が顕著に散在しているが，この部分は必ずしも円盤状ではなくときにはかなり角張つていることもある。基盤に直接した1～3mの部分は非熔結で軽石質になつており，これが熔結部に漸移する。赤水鼻の先端は軽石流の表面に近かつたらしく，鶏卵～拳大あるいは人頭大など種々の大きさの黒色ガラス質部分がこれらより小形の軽石塊と混じたものに漸移している。

鬼門平付近では輝石安山岩の上に，あるいは阿多凝灰岩層を隔ててこの上に載り，一般に粗鬆であつて，新鮮なものは濃灰色であるが通常は風化して灰青色を示し，長さ50 cm以下の黒色ガラス質部の断面がよくみられる。

魚見岳付近では阿多降下軽石層または輝石安山岩の上に載る。基底の30～50 cmの部分は非熔結で，これが熔結部に漸移する。固く，風化して赤褐色になつた基質中に黒色ガラス質部が長く延びており，その径は10～50 cmであるが，まれに3.5 mに達する。

この岩石は鏡下では斑状鉱物は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり，石基はガラス質でガラス裂片構造が著しい。

2. 4　阿多火山中央円頂丘

2. 4. 1　鰻池付近にある円頂丘（L, Tb）

これは現在の鰻池付近を中心とする円頂丘のほか，現在の清見岳を中心とする寄生円頂丘を伴なつている。この山地は表土がきわめて厚く露頭はほとんど池田カルデラの壁や鰻池その他の爆裂火口の壁にしか露われていないが，観察した限りではこれら円頂丘は成層火山であつて熔岩と凝灰角礫岩の互層からなり，はじめは爆発力が旺盛であつたため凝灰角礫岩を主としたが次第に熔岩を挟むようになつたと思われ，山頂付近は熔岩からできている。

熔岩は種類が多いがいずれも輝石安山岩であつて岩質に著しい差は認められない。しかし尾下部落のすぐ東にある熔岩は石基がガラス質であるのが注意される。凝灰角礫岩は人頭大以下の安山岩塊を火山礫や火山灰で凝結したものである。

普通に見られる熔岩は濃青色の石基中に長さ1～2 mmの斜長石が点在したもので，場所により色・斑晶の大きさ，斑晶と石基との量比・石基の結晶度などに多少の差がある。鏡下では斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり鉄鉱を伴なう。斜長石はしばしば塵状包有物に富み，また聚斑状集合の多いことも注意される。石基は毛氈状組織でまれにガラス基流晶質であり，斜長石・斜方単斜両輝石および鉄鉱などからなり，鏡下の孔隙にしばしば鱗珪石がみいだされる。前述のガラス質の熔岩も輝石安山岩であつて，鏡下に検すると斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなるが，両輝石は斜長石に比較すれば少なく，また小形である。ほかに鉄鉱を伴なう。石基は全くのガラス質であるが，ときには斜長石・斜方輝石および鉄鉱などの微晶を生じており，流理構造のみられることもある。

なお従来，この山体は数多の小火山の集合と考えられていたようであるが，切峯面をとり原地形を推察したり，またしばしば道路際でみいだされる火山砕屑岩の成層面の走向・傾斜などから考えると，現今の鰻池付近に山頂のあつた1つの成層火山であつて清見岳はその寄生火山と思われる。この山体は現在の鰻池・池底および松ガ窪などをつくつた爆裂活動のため山体は著しく破壊されてい

る。しかし鰻池カルデラの東方および北方山地や池底カルデラの西方山腹などの緩傾斜面はほぼ原地形を示している。この活動の時期であるが，松ガ窪カルデラは池田降下軽石以後，かつ大隅降下軽石以前と考えられ，他の2者もほぼこれと同じであろう。すなわち松ガ窪の北方道路際で観察すると，池田降下軽石層と大隅降下軽石層との間に安山岩岩塊が堆積しており，これは松ガ窪カルデラの放出物と考えられ厚さは約 8 mである。大隅降下軽石層の上にはローム層が載つている。なお基盤をなす凝灰角礫岩の上にローム層を隔てて池田降下軽石層との間に，厚さ 10〜50 cm の降下軽石層およびその二次堆積層がみられるが，これは池田降下軽石以前にも小規模な活動があつたことを示す。

2. 4. 2 山川港付近にある円頂丘

山川安山岩・山川熔結凝灰岩および山川火山岩塊層からなる。

山川安山岩（Ly）

これは主として熔岩からなり，山川港の周りに比高60〜120 m の急崖を連らねよく露出し，一般に板状節理が著しく，山川駅の近くでは凝灰角礫岩をわずかに挟んでいるのがみられる。熔岩の流理から考えると，その噴出源は成川部落東付近にあつたと考えられる。熔岩は緻密で暗緑色の石基中に長さ 1〜1.5 mm の斜長石白色斑晶が比較的密に散在していて，有色鉱物斑晶はあまり目立たない。鏡下では斑晶として斜長石・紫蘇輝石および普通輝石が認められ，ほかに鉄鉱を伴なう。石基は毛氈状またはガラス基流晶質で斜長石・斜方単斜両輝石・鉄鉱などからなる。

山川熔結凝灰岩（Y）

これは山川港周辺に分布し，前記安山岩の上に載り突兀とした特異な山容を示す。一般に弱熔結で灰黄色塊状を呈し，一見して凝灰岩または火山礫凝灰岩のような外観を示すが，ときに大豆大以下の軽石を多く含み，またこの軽石は胡桃大に達し，あるいは大豆大以下の安山岩火山礫を伴なうことがある。山川港に近いほど堅く締つているが節理はみられない。堅硬であるため石材として採取され，山川石と呼ばれ墓石や石垣などに多く用いられている。また指宿観光ホテル付近の海岸では，本岩の上にこの二次堆積層が載つていることがあり，これは水平に成層する。鏡下では斑状組織が認められ多石基質であつて，斑晶として斜長石および黒雲母が認められるがいずれも小さく，またおおむね破片状である。石基はガラス質で，その中に斜長石・黒雲母・鉄鉱の微晶のほかガラス状裂片などがみられる。

山川火山岩塊層（B）

山川港南の谷間にだけみいだされ，厚さは 7m＋ あり山川熔結凝灰岩の上に載りいわゆるシラスで覆われている。一抱え大以下の種々の大きさの安山岩岩塊が雑然と堆積したもので分級は著しく悪く，また非常に角張つている。これは現在の山川港付近に爆裂カルデラを生じたときの放出物と思われる。

2. 4. 3 その他の熔岩円頂丘（D）

長崎鼻東方の竹山および俣川洲は露出がすこぶる良くともに安山岩熔岩からなり，もとは連続していたと思われる。竹山東方の海岸では本岩と山川熔結凝灰岩とが断層で接しているのが認められ，またこの岩体の西方にはほとんど垂直に近い高さ 100 m 近くの崖が露出しており，これもおそらく断層運動によると思われる。

竹山から北西方に点在する諸岩体は表土がきわめて厚いためまれにしか露出はないが，いずれも独立した熔岩円頂丘で安山岩熔岩からなる。またこれらがほぼ直線上に分布するのは構造線の存在を示すのかも知れない。これらの熔岩は外観はやや異なつているが，いずれも両輝石安山岩であつて斑状組織が著しい。鏡下では斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり，鏡池北の岩体から得た薄片では橄欖石がみいだされた。石基はガラス基流晶質ときに毛氈状であつて，斜長石・斜方単斜両輝石および鉄鉱などからなり，まれに鏡下の孔隙に鱗珪石がみいだされる。

2. 5 池田カルデラの生成に関係ある噴出物

2. 5. 1 池田泥流（Im）

調査地域北部の今和泉の海岸に分布し，厚さは 2 m内外で阿多火山熔結凝灰岩の上に載り，池田軽石流で覆われている。主として胡桃〜人頭大（まれに一抱え大）の礫の集積からなり，礫の分級は悪くかつかなり角張つていて，そのほとんどすべては安山岩熔岩であるが，花崗岩も少なからずみいだされ，ほかに凝灰質砂岩・パン殻状の安山岩熔岩や軽石片もみられる。これはその産状から推察し，池田軽石流の流出に先立つ泥流堆積物と思われる。

2. 5. 2 池田降下軽石層（If）

これは池田湖の周辺およびその東方一帯の山地に分布する。

池田湖畔の小浜からその南側台地への登り道で観察すると，池田軽石流に覆われてみいだされ，本層の厚さは少なくとも 10 余 m あり，軽石の大きさは胡桃〜人頭大で淘汰は必ずしも良くないが，これは噴出源に近接していたためであろう。また安山岩火山礫に富んでいるのが特徴的で，その量は軽石の量の約 3分の1 を占めている。本層は調査地域西端の鳥越峠トンネル西口でもみられ，

上下限は不明であるが高さ約 10 m あり，道にそい約 100 m の間続いている。軽石の大きさは胡桃～拳ぐらいで，やはり安山岩火山礫に富みその量は軽石の約3分の1に達する。

湖の北の池崎付近では，厚さは2 m＋で，うずら豆～拳大の軽石の集積からなり，安山岩火山礫に富む。松ガ窪付近では厚さ 20～30 cm でうずら豆大のスコリア（これも池田カルデラの噴出物らしい）の上に載り厚さは2 m＋で大豆～鶏卵大の軽石からなり安山岩火山礫に富む。これと同様の現象が松ガ窪の約 1 km 北方でもみられる。池田湖東方山地から指宿市街地にかけて点在して分布するものは，厚さは1～1.2 m，ときに 2 m に達し，軽石の大きさは小豆～鶏卵大のことが多く，やはり安山岩火山礫に富んでおり，これから東進するほど次第に細粒になる。ここでも基底に厚さ 5～20 cm，大豆～胡桃大のスコリア層を伴なうのが常で，また所により降下軽石層の上にその二次堆積層を有し，指宿市街地の近くでは厚さ数 m に達することがある。

2. 5. 3 池田軽石流（Ip）

主として池田湖の周辺に分布するほか，長崎鼻近くの浜児ガ水および鹿児島湾に面する今和泉付近の海岸でみられる。池田湖と浜児ガ水との間はかなり平坦な台地が続いており，台地の上は厚い表土で覆われているためほとんど露出はないが，これは軽石流堆積物の表面を示すものと思われる。しかし鏡池の周辺・池田湖から南方台地への登り口・浜児ガ水付近の海岸などで観察すると，軽石流の上にその二次堆積層が載っているので，原表面はかなり削剝されているようである。

この軽石流は全体として灰白色を呈し粗鬆であつて，軽石微細片の中に鶏卵大以下の円くなつた軽石塊を多く含み，一般に非熔結であるが池田湖の周辺では堅く締っており，とくに北岸では弱熔結であつて不完全な柱状節理がみられる。池田軽石流のほぼ原表面と思われるものは池田湖の北や西でみられる。すなわち上限の約1 mの部分が胡桃～鶏卵大（まれに拳大）の大形軽石の集積に漸移しており，この上に軽石流の二次堆積層が載っている。

2. 5. 4 池田軽石流の二次堆積層（I）

池田湖の周辺に分布し池田軽石流の上に載り，同軽石流をつくる物質を主材料にした湖成層であつて，軽石質微細片からなり，粒度に従いよく成層している。全体として灰白色を呈し軟かく，層理はほとんど水平であるが，所により池田湖に向い 10～15° 傾斜していることがある。

2. 6 姶良火山大隅降下軽石層およびその二次堆積層（S）

大隅降下軽石層は姶良カルデラの形成後に同カルデラ内から噴出したもので，主として大隅半島一帯に広く堆積したが，その分布の西端部がこの調査地域内にもみいだされる。この降下軽石層を最もよく観察できるのは今和泉付近であつて，ここでは阿多軽石流または池田軽石流の上に明らかな風化面を隔てて直接載っている。本層はよく分級されかつ角張つた軽石の集積からなり，厚さおよび軽石の大きさは次のようである。

今和泉	95 cm	大豆大
池田湖北岸	20 cm ＋	米～大豆大
松ガ窪北	80 cm	大豆大

これから南進または西進するに従い厚さが次第に薄くまた軽石もさらに小さくなるばかりではなく，容易に削剝され二次堆積層をつくつているため，両者の野外での判別および図示は難しく，地質図では両者の分布を一括して示してある。

この二次堆積層は全体として灰白色を呈し軟かく，細～中粒凝灰質砂岩ともいうべき岩質であつて，おおむね基底の傾斜に平行に整然と成層するが，まれに偽層を示し時には小豆大の軽石薄層を挟んだりさらに細粒の凝灰質頁岩とこまかく互層する。厚さは一定しないが 8 m＋に達するところがある。一般に東進するほど含有軽石の形は大きくなる傾向がみられる。本層は池田軽石流の二次堆積層の上に直接載る場合には両者の判別は著しく難しい。

2. 7 指宿層（Ib）

指宿平野にそつた山麓部にみられ比高 10～20 m の台地をなして連らなる。軽石質の砂を主とし黄色軽石や安山岩礫などを混えて成層し，また軽石質の粘土と互層する。これはいわゆるシラスを主材料にした二次あるいは三次の堆積物である。

2. 8 鍋島岳（N）

これは池田カルデラの縁に噴出した熔岩円頂丘で，鍋島岳熔岩の分布区域にはいわゆるシラスは全くみられず明らかに大隅降下軽石以後の噴出物であり，また熔岩の上にロームが載つている所があるので，おそらく開聞岳よりも古いと考えられる。

これは角閃石安山岩からなり，山体ははじめはドーム状を呈していたが，固結の途中で山体の北側が湖の方へ崩れ落ちたため現地形を呈するに至つたと推察されている。熔岩は斑状組織が認められ濃灰色の石基中に長さ1～1.5 mm の斜長石白色斑晶が比較的密に散在しており，その間に長さ 0.5～1.5 mm の角閃石の黒色柱状斑晶が

みいだされ，全体として新鮮な感がある。鏡下では斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石からなり，後2者はほぼ等量で，ほかに鉄鉱を伴なう。この角閃石は所により酸化作用を受けている。石基はガラス質で，その中に斜長石・角閃石・斜方輝石および鉄鉱などの微晶が散在し，ほかに小球顆がみられる。

2. 9 マール噴出物（M）

池田湖の南に，鏡池・水無池（鏡池の南西方約500 m）および大底月（鍋島岳西方山麓凹地）の3マールがある。

鏡池は径約200 mあり，水面までの深さは10数mで底に水を湛えている。池の周辺には池田軽石流およびその二次堆積層が分布し，その上にマール噴出物が載つている。厚さは2～5 mありローム層および開聞火山噴出物で覆われている。マール噴出物は小豆～うずら豆大（時に人頭大）の安山岩火山礫の集積からなり，まれに軽石片および花崗岩礫を混え，これらが粒度に従い成層することがある。

水無池は径約180 m，底までの深さ10余mで，水を湛えていない。周辺は草木が密生していて露頭はほとんど認められないが，この噴出物の産状はおそらく鏡池と同様であろうと思われる。

大底月は径120～160 mでやや東西に長く，規模は水無池よりもやや小さい。凹地の東半部には鍋島岳の熔岩が露出しており，西半部は同熔岩の一抱え大の火山岩塊が累々と露出している。

2. 10 ローム層中の火山礫およびスコリア（Ns）

この調査地域内の山地を広く覆いローム層が厚く堆積しているが，鍋島岳に近接した東方一帯の山地にはローム層中にスコリア層が挟まれている。この厚さは2～3 mで，胡桃～鶏卵大のスコリアの集積からなり，ときに安山岩火山礫を混えている。これはおそらく池田カルデラからの放出物と思われる。

なおこのほかに，池田カルデラからの放出物と思われるものがしばしばみいだされる。たとえば鳥越峠東口に火山放出物の集積がみられ露出は高さ数mでその上下限は不明であるが，ほとんどすべて安山岩角礫からなり，まれに花崗岩角礫もみいだされる。また小浜から南方台地に登る峠付近から池田湖畔に下りた付近に一抱え大以下の安山岩塊が無数にあり，その中に花崗岩塊も少なからずみいだされる。

2. 11 開聞火山（Ks, Kc, K）

開聞火山（開聞岳）はいわゆる截頭円錐形の外輪山と，山頂のカルデラ内をほとんどうずめた1個の巨大な中央円頂丘からなり，一見して富士山の形によく似ているので薩摩富士の名がある。しかしよく観察すると外輪山の環壁が認められる。外輪山は成層火山であつて，熔岩は輝石安山岩で濃灰色の石基中に長さ1～1.5 mmの斜長石が比較的密に散在し，かなり新鮮な感を与える。鏡下では斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり鉄鉱を伴なう。石基は毛氈状組織で斜長石・斜方単斜両輝石・鉄鉱などからなり，まれに橄欖石が認められる。中央円頂丘熔岩も輝石安山岩である。

開聞火山の放出物は調査地域内に広く分布し，とくに本火山から山川港に至るまでの広大な軽石流台地の上に厚く堆積しており，スコリア（大豆～胡桃大）と黒色火山灰との互層からなり，粒度に従いよく成層していて，長崎鼻付近の海岸では厚さ10数mに達する。しかし本火山の西側では一般に薄く，西側山麓では外輪山熔岩の上に載り，厚さは数mである。開聞火山の活動は現世といわれている。

2. 12 砂 丘（sd）

調査地域南西端の入野付近の海浜にそい中粒砂からなる砂丘が細長く分布し，比高10～15 mの丘を連ねね，その上は松林になつている。

2. 13 沖積層（a）

河川・湖畔および海浜に沿つて分布し，礫・砂および粘土などからなる。

3. 地熱の探査

調査地域内における噴気・温度および変質帯の位置などから構造線の位置を推察し第1図に示した。噴気・温泉および変質帯などはいずれも阿多カルデラ内に分布する。噴気は主として指宿市街地の西方山地一帯に点在してみいだされ，そのうち最も優勢な噴気は鰻池・権現（池底の中心から北方1.9 km）および南部落西方山腹（鰻池の中心から北東方2.2 km）の3カ所である。これらに次ぐものは権現東方の2カ所であり，また南部落西方山麓や鰻池付近にも地温の高い場所がある。鰻池南方海岸に近い伏目や浜児ガ水付近にも温泉や噴気があるが他の場所ほど顕著ではない。なお池田湖の周囲には温泉や噴気は全くみられない。現在において，地下の高熱源は主として鰻池と指宿市街地との中間にある山地の下あたりにあると考えられ，したがつてこの山地に分布する構造線にそつた地点を主として探査すべきであろうと思われる。

なおこの地域は露頭が不充分であるばかりでなく地質学的に岩石学的に解明が非常に難しく，おそらく南九州のシラス地帯のうち最も難解なところと思われ，従来多くの異なつた見解が発表されている。この調査は地熱開発を目的としてなされたものでなお不充分な点が多く，

今後さらに検討を加えたい。（昭和40年3月稿）

文　献

1) 松本唯一(1938)：揖宿火山概説，地質学雑誌，vol. 45，no. 537

2) 松本唯一(1943)：The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyushu，地質地理学輯報，vol. 19，特別号

3) 種子田定勝(1944)：鍋島熔岩及びその捕獲岩様岩について，岩石鉱物鉱床学会誌，vol. 32，no. 4

4) 桑代勲(1960)：地形読図（中国書店）

5) 門田重行(1960)：*Lima* (*Acesta*) *amaxensis* Yokoyama の新産地，地質学雑誌，vol. 66，no. 775

6) 松本幡郎(1963)：鹿児島県長崎鼻熔結凝灰岩中の晶洞鉱物，熊本大学理学部地学研究報告，no. 1

7) 太田良平(1964)：シラス研究序説，地球科学，no. 72

8) 荒牧重雄(1964)：鹿児島県赤水岳の地質と熔結火砕岩，地質学雑誌，vol. 70，no. 830

528.27+551.24：550.361(522.8)

鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について

瀬　谷　　清*

On the Gravity Anomalies in the Ibusuki Geothermal Area, Kagoshima Prefecture

By

Kiyoshi Seya

Abstract

The survey was carried out for the purpose of presuming the outline of the basement structure in the area. The isogal maps obtained are shown in Fig. 4 and Fig. 5 for the different density assumptions $\sigma=2.0$ and $\sigma=2.25$ respectively. In both figures, the gravity anomalies caused by the corresponding calderas are recognized. And it is also recognized that the large gravity gradient zone caused by the Kagoshima-wan graben exists in the northern part of the area. As the result of consideration of gravity anomalies, existence of foult-like structures and of fracture systems was presumed and the estimated tectonic map (Fig. 9) was made.

1. 緒　言

調査地域である鹿児島県指宿地域は，わが国における数多い地熱資源開発対象地域のうちの重要な地域の一つとして知られており，地質調査所においては従来から当地域の地表地質調査を行なつている。また電源開発株式会社においてもかなり大規模な電気探査および数ヵ所の試錐を実施している。

本調査は指宿地域における地下構造の概要を推定把握することによつて，当地域における地熱資源開発に資することを目的として行なわれたものであり，昭和38年6月に20日間にわたり実施された。

なお調査には筆者のほかに小谷良隆技官および須田芳朗技官が参加した。また重力計はノースアメリカン重力計 AGI-157 を使用した。

調査に際しては電源開発株式会社ならびに鹿児島県庁から多大の御助力をいただいた。とくに，電源開発株式会社水力調査部の各位からは種々の資料の貸与を含む御懇篤なる御助力を，また測点の水準測量に関しては同社川内川建設所の測量班の方々の全面的な御援助をいただいた。また鹿児島県庁企画部開発課の竹崎係長・郡山技師には調査に参加され多大の御支援を賜つた。ここに記して厚く謝意を表する次第である。

2. 位置および交通

調査地域は鹿児島県薩摩半島の東南端，鹿児島湾口西縁に位置し，その調査範囲は指宿市・山川町・開聞町および頴娃町の1市3町にまたがり，約 200 km² の面積に及んだ。調査地へは西鹿児島駅から国鉄線指宿線を利用することにより所要時間約1時間30分位で指宿駅または終着駅山川駅に到達することができる。

本調査地域内の道路網は地域中央部の急峻な地形の山地部分を除けば比較的よく発達しており，したがつて，調査の大部分はジープを使用することによつて能率的に行なうことができた。

3. 地形的特徴

本調査地域は薩摩半島の軀幹部に続くその北西部を除き，カルデラ火山の陥没に伴なう地溝状陥没地であると考えられる鹿児島湾と外海である太平洋に囲まれており，その大部分は世界的に大規模な阿多カルデラ（南北径約 12 km，東西径約 26 km）の西端の一部分を占めている。したがつて，調査地域の大部分は緩急の起伏を有する山地であり，一部で典型的なカルデラ地形を示している。すなわち，阿多カルデラの北西部は海浜より標高 465.9 m の大野岳，標高 416.7 m の三巣山に至る比高のかなり大きな地域であるにもかかわらず，地形は比較的単純でおおむね緩やかな起伏を有しているが，標高 924 m の開聞岳を含む阿多カルデラ外輪部およびその内部，地域中央部の山地はかなり地形が急峻である。これは阿多カルデラ内に大小のカルデラ（池田湖，鰻池，成

*物理探査部

川および山川）および多くの大小の火口が存在して火山性凹地形を呈するとともに，多数の外輪山および中央火口丘が凸地形を呈していることに起因している。なお阿多カルデラ内の小カルデラ群はほぼ N 65°W の方向に配列しており，また鏡池を中心として 3 つの凹陥地形がほぼ N 45° E の方向に配列しているがこれらの 3 地形はマールである。

4. 地質概要[注1)]

本調査地域のほとんど大部分は火山噴出物によつて覆われている。すなわち，阿多カルデラ周縁部には中新世または鮮新世に噴出したと推定される輝石安山岩・石英安山岩が分布し，また開聞岳および池田湖，鰻池周辺の輝石安山岩および鍋山熔岩の角閃安山岩は更新世以降に噴出したものと推定されている。なお，いわゆる“シラス”層も各地に発達分布している。調査地域外の薩摩半島の地質の概要としては，中生代のジュラ紀ないし白亜紀に属すると推定される時代未詳中生層である四万十層群がかなり広範囲に分布すること，またこれを貫く第三紀花崗岩類が日置郡に分布すること，薩摩半島西南端部の野間半島から加世田市にかけて第三紀の花崗斑岩・石英斑岩および玢岩などがやはり四万十層群を貫いて分布していること，なお野間半島から枕崎，揖宿郡にかけて第三紀の輝石安山岩が分布していることを挙げることができる。上記の花崗岩類および花崗斑岩・石英斑岩などは周辺の四万十層群に接触熱変質を与えている。

上述の薩摩半島の地質を大隅半島の地質と対比して考えることは，これら両半島の生成機構，その他地下構造を考える場合にきわめて重要である。

5. 測定および補正

5. 1 測　定

重力測定に際しては主としてジープを使用し，広範囲の調査区域を能率的に測定したが，一部の測定においては徒歩によつて最小必要限度の測定を行なつた。もつとも調査日数の制限もあり，理想的な測点選定を行ない得なかつた。特に，調査域中央の山岳部は道路網の発達はきわめて悪く，その重要さにもかかわらず測定を割愛せざるを得なかつたことは誠に遺憾であつた。

測点の水準測量は電源開発株式会社川内川建設所の測量班の方々によつて行なわれたが，補足点ならびに補助測点の標高はポーリン高度計を使用して求めた。これらの気圧高度計によつて標高を求めた点は第 4 図における測点番号 501 番以上の測点である。これらの測点の標高は普通 5，6 m 以下の誤差を有しているとみてよく，これは重力値にほぼ 1 mgal 以下の誤差となつて現われてくるものである。

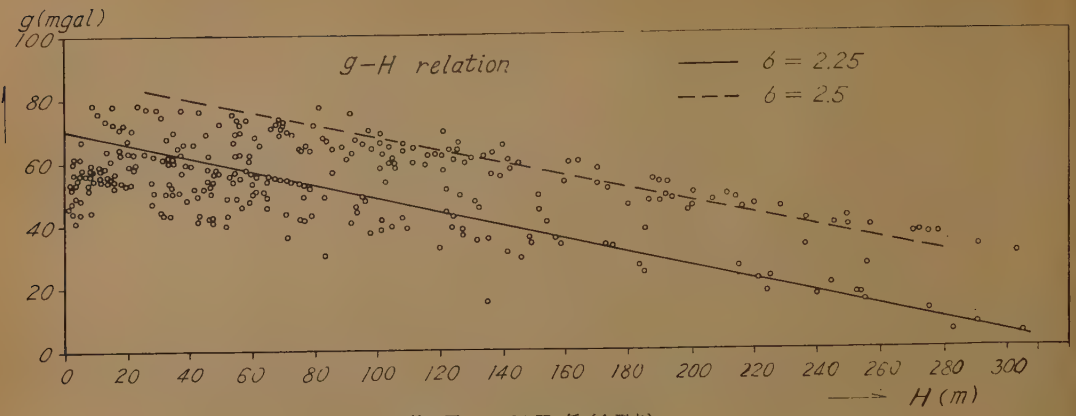
5. 2 補　正

補正としては緯度補正，高度補正，地形補正およびドリフト補正を行なつた。これらの補正のうち，高度補正における密度仮定としては全域にわたつて $\sigma=2.25$ g/cm³ を使用し，一部区域については $\sigma=2.0$ g/cm³ を用いた。前者による等重力線図は後出の第 4 図であり，後者の仮定によるものが第 5 図である。前者の仮定が全域でなされた理由は第 1 図に示される各測点の測定値（緯度補正済値）—標高関係（g–H 関係）から算出された密度がほぼ $\sigma=2.25$ g/cm³ であること，また局部的にも中央山地部の利永から池底に至る測点群に関する g–H 関係がやはり第 2 図に示すように $\sigma=2.25$ g/cm³ を与えること，さらに池底北方で行なわれた 3 カ所の試錐（いずれも深度はほぼ 500 m 程度である）から得られた岩石資料（安山岩質岩石）19個[注2)]の密度の平均がほぼ 2.3 g/cm³ の値を示したことによる。なお同図中上部の破線で示される関係は阿多カルデラ外輪山地域の示す関係である。また後者の仮定は魚見岳における g–H 関係が第 3 図に示されているようにほぼ $\sigma=2.0$ g/cm³ に近い値を示すこと，また密度仮定から生ずる不自然な異常の現出，あるいは異常の消滅をみるためになされた。ゆえに，局部的には密度仮定としてさらに小さい値を採用すべき区域も当然あり得るが，このような区域は概してシラス層や沖積層などの分布する平地部分または山地周辺であるために，特別の場合を除いては，大きな影響を与えることが少ないものと考えられるので一応無視したなお $\delta g/\delta z$ の値も区域的にかなりの変化を示すものと考えられるが，ここでは $\delta g/\delta z$ の値として一律に 0.3086 mgal/m の値を採用した。この $\delta g/\delta z$ の値の不明確さおよびその非一様性は密度仮定の不確実性に大いに関連してくることがらである。なお阿多カルデラ外部区域では第 1 図に示された g–H 関係から密度仮定として $\sigma=2.5$ g/cm³ 程度の値を採用すべきであるように思われる。ちなみに鬼門平，烏帽子岳，大野岳および笠口（オロクチ）で採集した安山岩質岩石資料の示す密度は平均 2.6 g/cm³ であつた。しかし，この区域は調査目的上あまり重要ではないので別に特別な密度仮定は採用しなかつた。

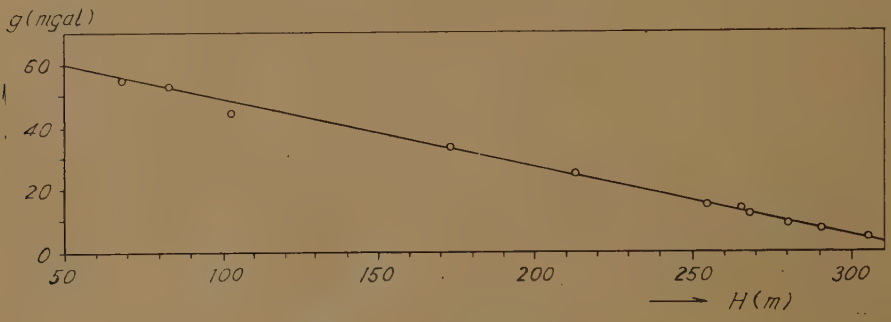
地形補正としては周辺補正，極近傍補正，近傍補正は各測点ごとに行ない，中間補正および遠方補正は等補正

注 1）　本節の記述および後出の地質の記述は主として文献（1）によつた。

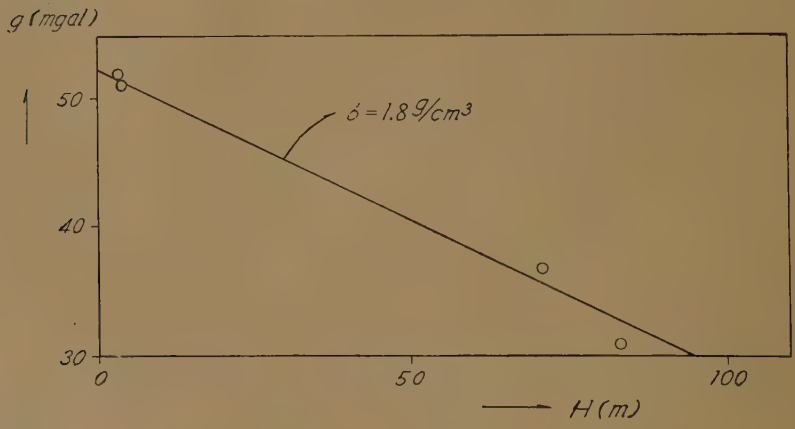
注 2）　電源開発株式会社の御厚意により貸与されたものである。



第 1 図　g-H 関 係（全測点）



第 2 図　g-H 関 係（利永—池底）



第 3 図　g-H 関 係（魚見岳）

値線を利用して行なつた。それぞれの補正範囲はそれぞれ 0～20 m，20～1,050 m，1,050～2,600m, 2,600～15,000 m および 15,000～62,000 mである。

6. 調査結果およびその考察

第4図および第5図はそれぞれ密度仮定 $\sigma=2.25\,g/cm^3$ および $\sigma=2.0\,g/cm^3$ に対する等重力線図である[注3)]。

まず第 4 図によつて重力分布の概要をみてみよう。図で明らかなように，等重力線は，局部的な異常を無視すれば，大略指宿半島の形状に類似な曲線を描き，北西に高く南東に低くなる傾向を有していることが指摘できる。また半島北部域では等重力線は NW もしくは NNW の方向に流れかなり急激な重力傾度の存在を示し，鹿児

注 3）　図中のA，B，C，Dの各線分はのちに第 8 図a)，b)，c)，d) においてそれぞれその上の重力変化が示される。

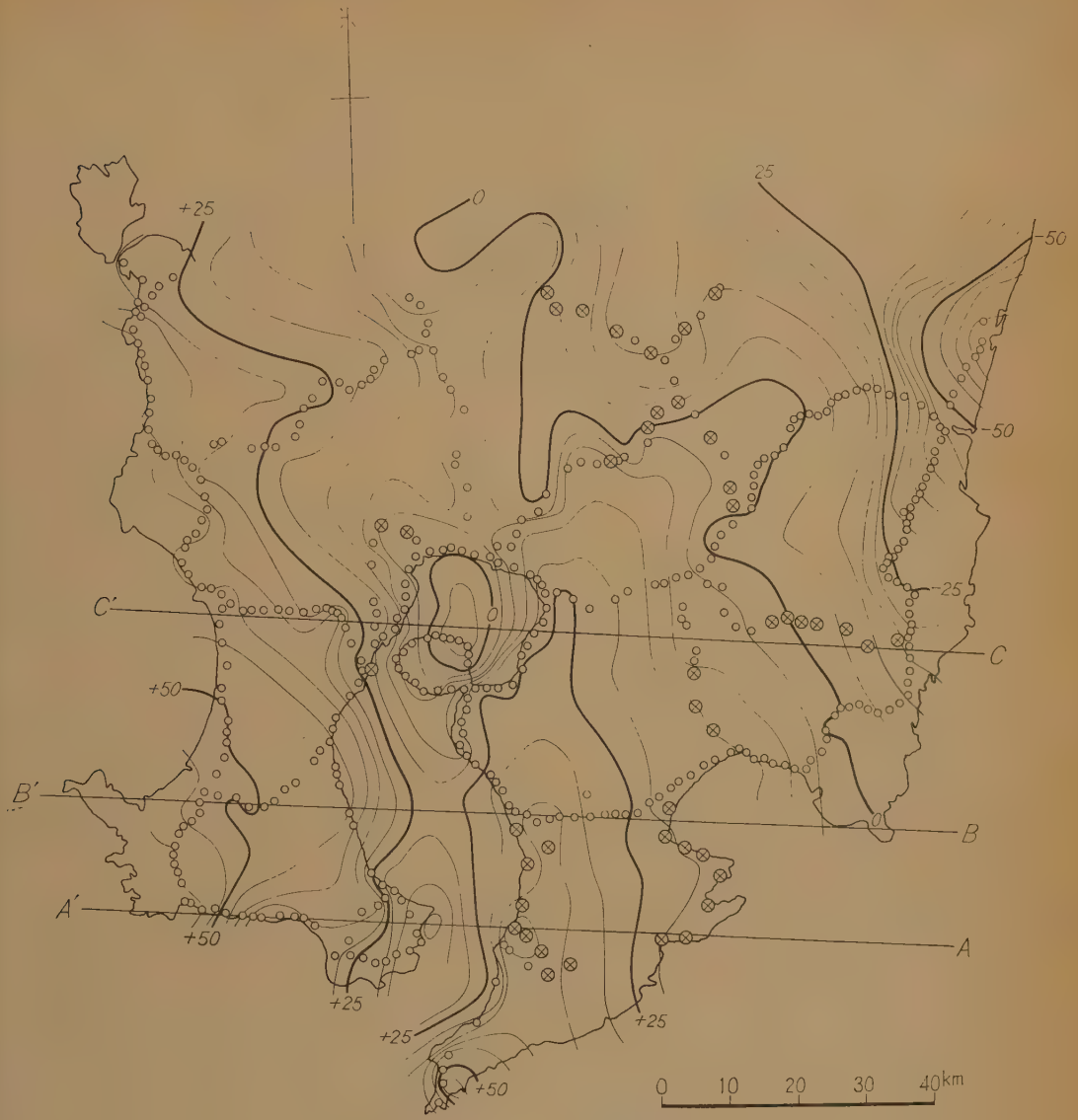
第4図　指宿地域等重力線図（σ=2.25 g/cm^3）

第 5 図　指宿地域等重力線図（σ=2.0 g/cm^3）

島湾地溝の反映を如実に示している。これに反し，半島の南部および頴娃（エイ）町にかけての等重力線の形状は変化に富んでいるが，一言でいえば，EW 方向もしくは NWW 方向の流線を示しており，これらに直角な方向の重力傾度は概して小さい値を示している。

以上の概略の重力分布は一応定性的には指宿半島下部の基盤形状の反映として考えることができるが，入念な検討なしに直ちに基盤の等深度曲線が等重力線と類似の傾向を有するものと速断することはいまの場合危険であるように思われる。

さきに第 4 節において地質の概要を述べたが，薩摩半島においては四万十層群からなる薩南山地が南北走し，東側で急傾斜を西側で緩傾斜をなし，この時代未詳中生層を貫いて第三紀花崗岩類が分布しており，諸々で周辺の中生層に接触熱変質を与えホルンフェルス帯を形成し，中生層の地下浅部に広く花崗岩類が潜在していることを

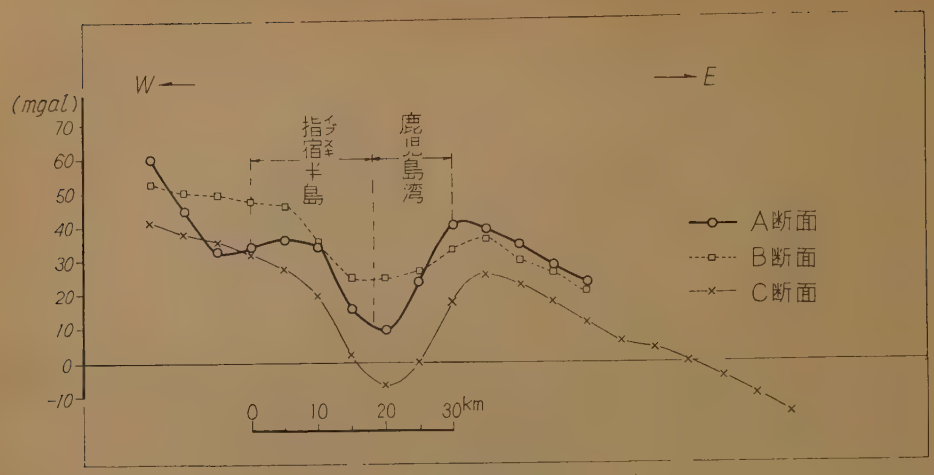


第６図　　南九州ブーゲ異常図　（国土地理院原図による）

暗示している。また野間半島部には花崗斑岩が多く，周縁の中生層に変質を与えて分布する。一方大隅半島にはその南部に西南日本外帯の地域における最大の露出面積を示して第三紀花崗岩類が分布し，また高隈山にも類似の花崗岩類がみられる。このような地質状況は両半島を含む広い範囲にわたつて大規模な花崗岩体が地下浅部に潜在していることを思わせる。このような事実から，指宿地域においてもその基盤が花崗岩であるとみてよいものと思われる。この推察の妥当性を示唆する事実として池田湖周辺に散在して発見された花崗岩塊の存在をあげることができ，またこのことは基盤深度がかなり浅いことを暗示しているものと思われる。

第６図は薩摩，大隅両半島を含む地域のブーゲ異常図であり注4)，これをみると等重力線はほぼ南北に走り，東西方向の変化を示している。第７図には，第６図に示したほぼ東西にとつた測線上の重力変化が示されている。これらをみると鹿児島湾がかなりの低重力域となつており，この部分で基盤が陥没状凹形を呈してくることが推察される。なお第７図から鹿児島県南部の地下深部の構

注４）　国土地理院原図による。掲載に当つては同院測地部測地第１課の許可をうけた。



第 7 図　第 6 図の各断面上の重力変化

造としてコンラッド面およびモホロビッチ面が西側で上昇し，東側で深くなつているであろうことが推察でき，指宿地域付近ではこの影響として大略 0.6 mgal/km 程度の東西方向の重力傾度を見積ることができる。

以上のような鹿児島湾地溝の影響および比較的小さな量ではあるが大局的な地下深部の影響，さらには指宿半島南部の太平洋海底地下の構造がおよぼすと思われる未知の影響を考え合せるとき，前述したように，指宿半島の基盤構造について軽々しい定性的判断を下すことは避けるべきであろう。すなわち，もしかりにこの地域の基盤深度が一定であつたとしても，上記したような条件下では，量的な問題は別として，おそらく類似的な等重力線の形状および傾向を呈してくるであろうことが推察されるからである。

以下においてさらにしばらくの間第 4 図に基づいて考察を進めることとする。

まず大きな地下構造の反映とみられる異常および局部的に顕著な異常を列挙すると次のとおりである。

(1)　指宿半島北西部中央に顕著な卵形の高重力域が存在し，この高重力域はさらに阿多カルデラ壁に沿つて南方に伸び矢筈岳に及んでいる。

(2)　鬼門平から宮ケ浜北部に続く高重力域の張り出しが指摘できる。なおこの高重力域を境として等重力線の方向が急変している。

(3)　図中のA線の北部にA線にほぼ平行して高重力域が存在する。

(4)　鍋島岳から南方に張り出す高重力域が存在する。

(5)　下仙田南方から鏡池，上野を経て池田湖につながる低重力域が存在する。

(6)　池田湖に関しては湖周辺の重力値から，かなりの低重力域であることが推察される。

(7)　開聞町川尻に弱い低重力域が存在する。

(8)　山川町南東部に竹山より鰻池，成川に及ぶ低重力域が存在する。

(9)　指宿半島北部に北西ないしは北北西の方向の等重力線の配列があり，等重力線間隔はかなり小さく，大きな重力傾度を示している。

(10)　鬼門平から阿多カルデラ壁沿いに開聞岳麓に達する重力傾度のきわめて大きい地帯が存在する。

(11)　なおこれに平行に阿多カルデラ外輪山側に(1)で指摘した高重力域に沿つて細長い低重力域が存在し，これを境として等重力線の方向が急変していることがみられる。

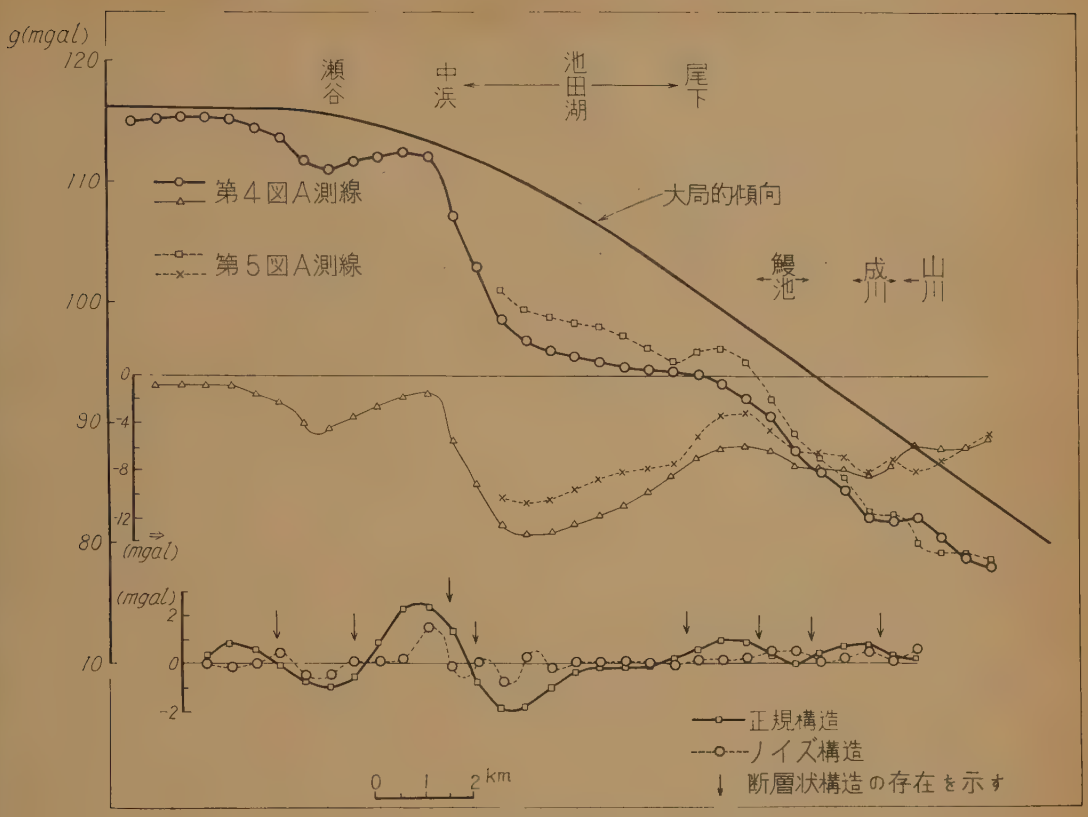
(12)　山川町の低重力域の西縁で重力傾度が東西方向に大となつている。

(13)　また鍋島岳南部の高重力域と川尻の低重力域の間で重力傾度は南北方向に急増している。

以上列挙した特徴的な重力異常は第 5 図の等重力線図においてもまつたく同様に指摘できるものである。

(1)から(4)までの高重力域に関しては魚見岳の古期安山岩および既述したように西部で採集された阿多カルデラ外輪山を構成する古期安山岩類の密度がいずれも平均 2.6 g/cm³ の大きな値を示すことを考えると，これらの異常がすべて基盤岩である花崗岩体の影響のみを反映しているものとはにわかには断定できない。しかし古期安山岩類と花崗岩をひつくるめて基盤岩類として新期噴出物と区別すれば指摘された高重力域は基盤形状の反映として考えることができよう。

(5)から(8)までの低重力域のうち，(5)の低重力域は第 3 節で指摘された 3 つのマールをその内部にもつており，第 8 図 c）に示された第 4 図の c 測線上の重力変化およびその余剰重力よりここが一種の陥没地帯であることが



第８図　a)　Ａ測線重力変化曲線および余剰重力曲線

推察される。なお，図中の矢印は断層状構造の存在を示す。したがつて，これら３つのマールはこの陥没地帯の地下の弱線に沿つて生じたものと思われる。なおこの南北に池田湖および開聞岳が存在することはきわめて興味深い。

(6)に関しては池田湖内の重力値が不明であるため，明確な推定を示すことはできないが，第４図に示される推定等重力線を用いて図中のＡ測線上の重力変化および余剰重力を求めた第８図 a）をみると，池田湖がかなりの低重力域であることがわかる。同図の三角点で示した変化曲線は大局的な傾向として同図実線で示した重力値と観測値との差を示したものであり，これによると池田湖の下部ではかなりの質量の欠損が生じていることが推定される。また阿多カルデラ壁と池田湖岸の接する部分ではかなり急激な重力値の変化が存在していることが指摘できる。以上の事実は池田湖がカルデラ湖であるとする地形学的，地質学的見解を裏書きするものであり，池田カルデラ生成に際してはかなりの量の噴出物があつたことが推定される。

(8)に関してはこの低重力域の中でのさらに小規模な低重力異常域として成川・山川港をあげることができる。これらは鰻池とともにいずれも爆発カルデラであると考えられており，鰻池を除いて明瞭にこれらの地下の質量欠損を反映している。鰻池に関しては測点密度，測点配置の関係で重力分布の反映をとらえることはできない。

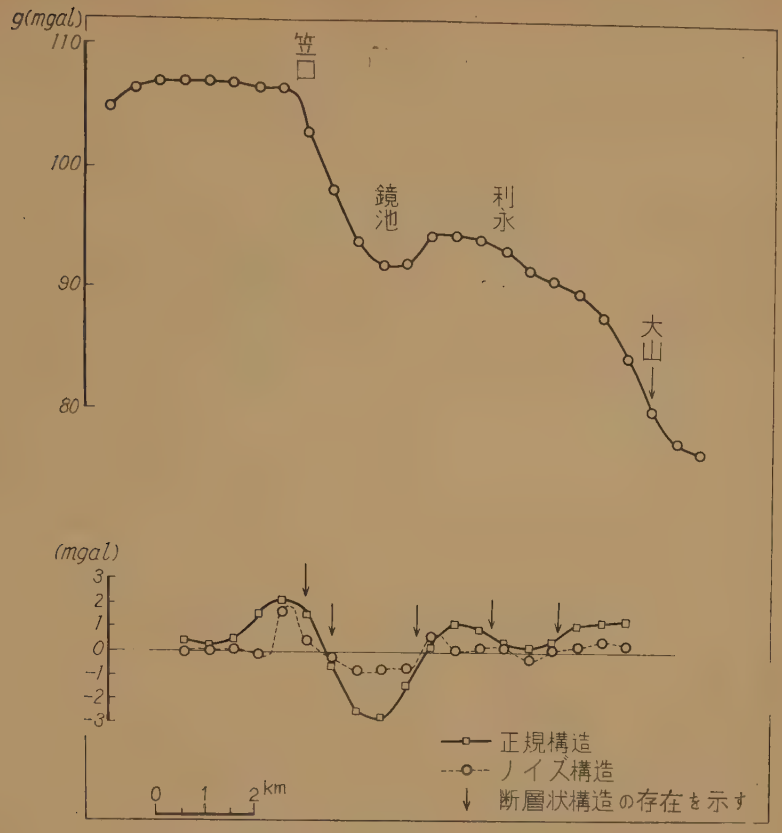
(9)から(13)までの大きな構造性を反映すると思われる顕著な重力異常のうち，(9)は(10)とともにこの地域の地体構造論上きわめて重要な意義を有している。すでに述べたように指宿半島北部は鹿児島湾地溝の西縁に当り，その構造線の一部が半島北部に存在するものと推定されている。

第４図には明らかにこの反映があらわれており，調査地北西部では等重力線は海岸線にほぼ平行に北西方向に走つており，宮ケ浜以東ではややその走向を北に変え北北西に走つている。なお所々に等重力線間隔が狭くなり，等重力線の密集した区域が帯状に存在しているが，ここには断層の存在が推定される。第８図 b）および第８図 d）の測線Ｂおよびｂ上の重力分布および余剰重力からもこの半島北部に鹿児島湾地溝の西縁をなす構造線の存在およびこれにほぼ平行する断層の存在が伺える。(10)に関しては阿多カルデラ壁の存在および一部で阿多，池田両カルデラ壁が重なり合つており，当然重力傾度の急

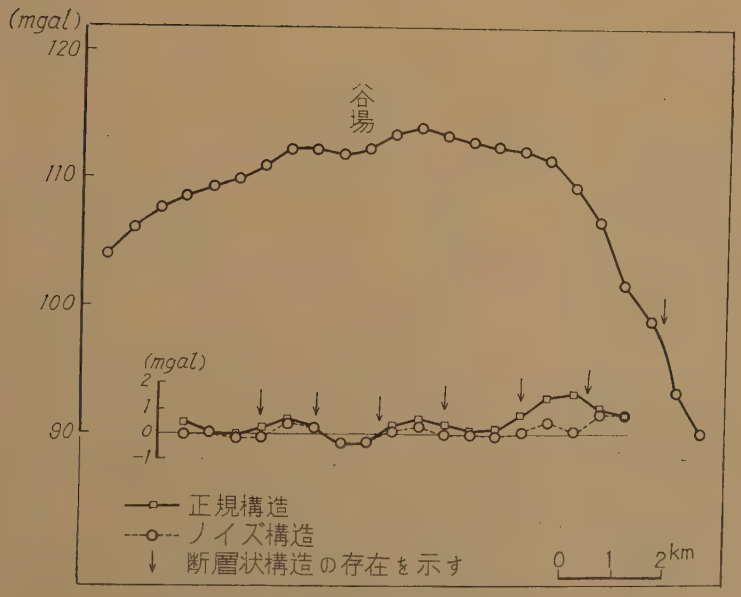
第 8 図 b） B測線重力変化曲線および余剰重力曲線

激な増大が予想されていたものである。(11)に関してはここにかなりの落差をもつた構造を考えることができるがこの北部に関しては調査が行なわれていないため谷場以北の構造は不明である。(12)の事実はこの低重力域で基盤の陥没形状が推定されるが，この区域の南部の重力分布が不明であるためあまり多きをいうことはできないが鍋島岳トロイデあたりから張り出している高重力域と南部の川尻の低重力域およびその西部の重力異常との関係からここに断層の存在が推定できる。

以上の記述はすべて第 4 図に基づいた考察の結果であるが，第 5 図からもまつたく同様の所見が得られる。しかし細部に関しては必ずしも同じ所見が得られるとは限らない。例えば第 4 図 A 測線と同一の測線上の重力分布も第 8 図 a）に示したように少しく異なつてくる。すなわち，図に明らかなように，池田湖西岸の尾下付近の重力値の変化はここにカルデラ壁の存在を示すような急な変化が判然とあらわれているようであるし，また成川および山川両カルデラの存在に対応する重力値の変化もより明瞭になつてきている。また高重力域および低重力域の範囲その形状も多少異なり，また断層推定位置も多少ずれてくるが全般的にいつて所見を大きく変えるほどの変化はあまりみられない。測定点の配置その密度および一様な密度仮定を行なわざるを得ないこと，さらには $\delta g/\delta z$ の値の不明確さを考えるとどの密度仮定がよいか



第8図　c）　C測線重力変化曲線および余剰重力曲線



第8図　d）　D測線重力変化曲線および余剰重力曲線

は一概に断定することはできない。しかし，平地部分およびその周辺山地部分，すなわち，第5図の等重力線記入範囲では密度仮定として $\sigma=2.0\ g/cm^3$ を用いた方がより妥当であるように思われる。とくに決定的に低密度仮定を採用すべきだと思われる個所，したがつて，所見がまつたく異なつてくる個所は一個所あり，それは調査地域北東端の魚見岳南麓である。すでに魚見岳周辺部では低密度仮定が妥当であることは指摘されている。この区域の重力異常をみると第4図では魚見岳南麓に小規模の高重力異常が存在し，これに反して，密度が $2.6\ g/cm^3$ を示す古期安山岩が分布する魚見岳に弱小の低重力域が存在している。ちなみ

第9図　推定地質構造図

にこの魚見岳は阿多カルデラ外輪山と考えられ，魚見岳南面は急傾斜の斜面を呈している。これを第5図でみると，魚見岳南部で等重力線は急激な曲りを示し，ここに示差的な構造の存在を示唆している。このことは魚見岳の古期安山岩が薄いカルデラ壁を形成し，北面にシラス層が比較的厚く堆積していること，そして南部の低地部では示差的な基盤の構造変化を生じていると推定することによつて了解できることである。

以上のような考察から，第4図および第5図を対照勘案して第9図に示される指宿地域の地質構造図が得られた。同図においてその存在が推定された破線で示されている断層状構造は，鹿児島湾地溝生成に関係するものと阿多カルデラおよび池田カルデラ生成に関係あるものと2つに大別できるようであり，特に前者に属するものが指宿半島北部に多く分布する。一方この地域で特徴的な池田カルデラ，池底火口，鰻池，成川，山川の各爆発性のカルデラの配列にみられるほぼ北西西に近い方向の構造がみられないことは注目されるべきである。結論的にいえば指宿半島北部地域では鹿児島湾地溝の西縁をなす構造線に平行な裂罅系が支配的であり，これに斜交する裂罅系が副次的に発達していることが想像され，後者はまた阿多カルデラ生成にも関係を有することが思考される。なお阿多カルデラ壁の北部境界は不分明であるが，一応魚見岳から鬼門平にほぼ東西に連なつて存在する断層状構造がそれを示しているのではないかと推定される。第9図にはまた温泉，噴気分布が黒点で，変質帯が×印で示されている。また図中点線で囲まれた範囲は基盤隆起部と推定される区域である。

第10図には電源開発株式会社で行なつた電気探査の測線配置が示されている。図中のUの記号は比抵抗値から推定された基盤面の上昇部を示し，N．B．は基盤深度が

第10図　電探測線配置図

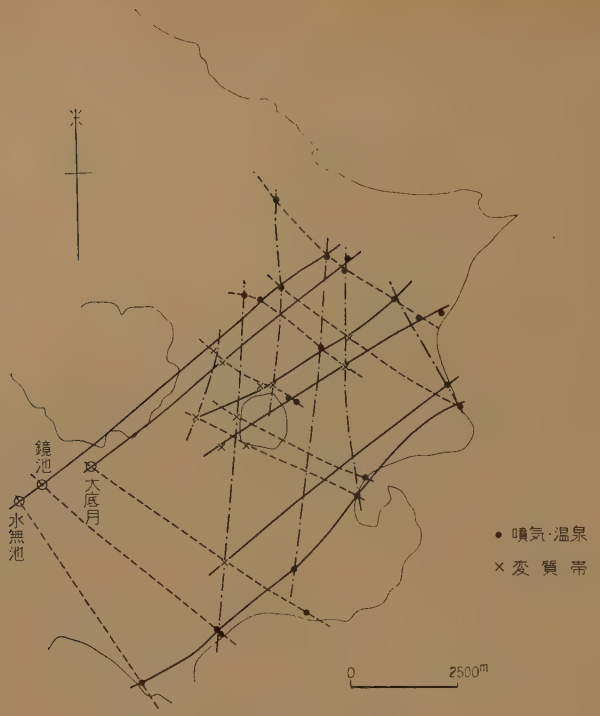
かなり深い（1,000 m以上）と推定される部分であることを示している。なお，数測線の交差する区域の斜線で示された範囲は基盤深度がかなり浅い（約500 m 以浅）と推定される区域である。これを第9図と比較してみると，第10図斜線部分の約半分以上の面積が重力異常より推定された基盤の隆起部に入り，またU記号で示された範囲はすべて点線で囲まれた範囲内に入つており，点線区域外では電探の結果は基盤深度が深くなつていることを示しており，推定断層部分でN．B．記号となる個所はA，EおよびG測線で認められる。以上の結果を総合すると，概して重力探査の結果と電探の結果は定性的によい一致を示しているということができよう。

つぎに温泉，噴気および変質帯の分布と重力異常との関係について少しく触れてみよう。第9図をみると重力異常から推定される断裂系と温泉，噴気などの関係は一部対応がありそうにみえるが，鰻池および池底周辺の噴気および変質帯の分布と断裂系との関係はまつたく不明である。これら温泉，噴気および変質帯分布の規則性はかなり恣意的に考えることができる。たとえば第11図の実線で示されるような北東性配列，また破線で示されるような北西性配列あるいは鎖線で示したような南北性配列などを想定することができる。これらのいずれが正しいかは軽々しく断定することはできないが，一応断裂系との関係を重視するときは北部低地区域では第9図で示されるような北北西系列が，また中央山地部ではむしろ基盤面の隆起との関連から北東方向の配列が有力に考えられるかも知れない。なお大小カルデラの配列方向も無視できない。要するに，現在のところ，われわれはこの問題に対して妥当適確な判定を下すことはできないものと考えられる。

7. 要約および結語

主として阿多カルデラ内の地下構造を解明することを目的として行なわれた重力探査の結果はかなり興味あるものであり，当地域の地下構造の概要を推定することができた。すなわち，(1)阿多カルデラおよびその内部の小カルデラ群の存在を反映する重力異常が得られた。このうち，阿多カルデラ西縁のカルデラ壁に平行する異常はこの部分にかなりの示差的な構造の存在を示している。(2)地域北部の重力傾度はきわめて大きく，ここが鹿児島湾地溝の西南縁に当つていることが推定できた。(3)この構造線に平行する大小の断層の存在が推定された。その結果今和泉北部では北西系の断裂系の存在が，南部では北北西系の断裂系が推定された。(4)またこれらと斜交する断層状構造の存在が推定された。このうち魚見岳南麓に存在する示差的な構造はカルデラ壁の存在を意味するものと思われる。(5)なお，基盤の隆起を反映するものとみられる高重力域の存在が指摘され，電探結果との対比がなされた。結果は定性的に比較的よい一致がみられた。

さらに温泉，噴気および変質帯の分布，配列に対する考察がなされた。その結果断裂系との関連のもとに北部



第 11 図　　温泉・噴気および変質帯配列

平地部では北北西配列が，中央山地部では基盤の隆起を考えて北東方向の配列が考えられることが示唆的に述べられた。

以上の成果は地熱資源開発を目的とする場合にはまだかなり不充分なものであるが，種々の悪条件――たとえば地形が険峻で道路網が発達していないこと，また補正上の問題など――下の短期間の調査としては一応の目的は達成されたものと考えられる。本調査はあくまでも阿多カルデラ内の地下構造の概要を明らかにすることを目的とする第 1 段階的な性質の調査であり，第 2 段階のより精細な調査の基礎となるべきものである。今後の調査がまたれる所以である。

文　献

(1) 鹿児島地質調査研究会（1961）：鹿児島県の地質（20万分の 1 地質図説明書）

(2) 瀬谷　清（1959）：重力探査における新解析法（移動平均法），第 1 報，物理探鉱，vol. 12, no. 2

551.468.1：553.317(521.29)

千葉県磯根岬南部海域の海況と砂鉄の分布形態について

小野寺 公児* 向井 清人* 丸山 修司**

On the Sea Condition and Distribution of Iron Sand near the Cape Isonezaki, Chiba Prefecture

By

Koji Onodera, Kiyoto Mukai & Syūji Maruyama

Abstract

This paper treats with the relation between the enrichment of iron sand and sedimentation of other clastic materials. The enrichment of iron sand on the beach is controled by the scale and direction of tides and waves, as well as the topographic conditions of the beach and sea bottom nearby. Especially, the enrichment on the sea bottom tends to show regular distribution perpendicular to the direction of prevailing wave and tidal stream.

要 旨

筆者らは，大陸棚地質調査研究の一環として，昭和38年10月，東京湾口千葉県磯根岬南部海域における砂鉄濃集部の，堆積環境を明らかにするため，海況と海浜状況の調査を実施した。この結果，海岸砂鉄の濃集は波浪の規模，方向および地形的要素によつて規定されること，また海底における砂鉄の濃集の傾向としては，卓越波向および潮流に対して直角方向の分布形態を示すことが指摘された。

1. 緒 言

この調査では，海岸および海底における砂鉄鉱床の堆積環境の究明に重点がおかれ，筆者らは，おもに海況，すなわち波浪，潮流の卓越性を把握するとともに，営力の観点から砂鉄の濃集場所および分布形態を明らかにしようと試みたものである。しかしこの問題に取組んでまだ日が浅く，充分な解析には至つていない。諸賢の批判と指導を期待するものである。

なお一連の調査として，表層試料採取と海底地形調査を実施したが，これらについては，別途報告される予定である。

2. 調査地の概要

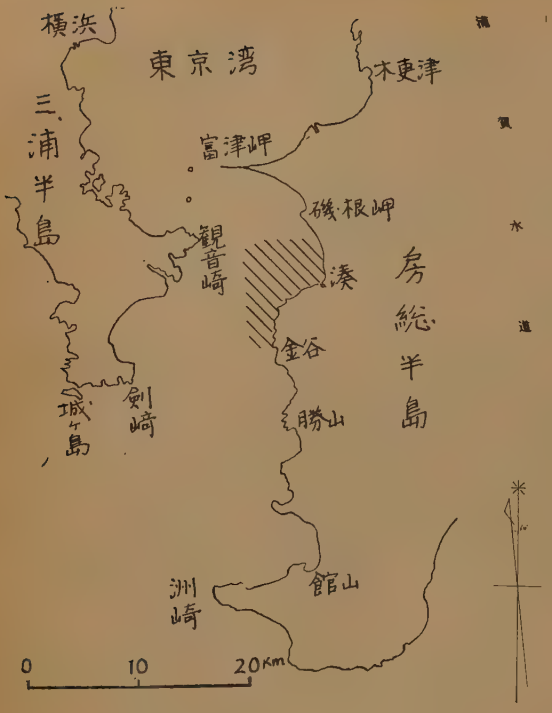
本調査地は，君津湾に流入する染川を北端とし，南は浜金谷に至る延長約14kmの海岸と，その沖合水深約40mまでの範囲である(第1図)。

海岸の地形は，湊川を境として北部と南部とでは，著しい差異がみられる。北部海岸はN～NW方向にゆるい弧状をなしており，せまいが一様な砂浜がつづく。南部は萩生付近からS方向に湾曲する突起海岸で，全体として波食崖がつづき，顕著な砂浜の発達はみられない。

海底地形は，大体1°以内の傾斜をもつ平坦面が大部分を占める。この平坦面は，深さ20～25m付近を変換点として傾斜を増し，浦賀水道に落ちている。またこの平坦面は，深さ15～20mにかけて分布するものと，島戸倉沖の深さ35m付近を下限とするものと2つの異なつた平坦面で構成されている。加賀美ら[7]によればこれらの平坦面は，いずれも現在に近い時代の海面変動によつたものと考えられ，湾内の大部分を占める平坦面は堆積面であり，島戸倉沖のものは侵食面といわれている。

沿岸付近[1)2)3)]には鮮新統および中新統が分布し(第2図)，長浜以北は，主として礫層，砂層，泥層等の地層からなり，礫は頁岩・砂岩・珪岩等からなる。礫の径は5～6cmで良く水磨されている。礫の分布はジャジャン川～染川付近にみられる。長浜以南では凝灰質の砂岩・角礫岩，または火砕岩・泥岩等が露出する。凝灰質砂岩，角礫岩層は長浜～竹岡付近，火砕岩層は城山～萩生付近までに露出し，スコリア，凝灰角礫岩などからなつている。稲子沢泥灰層および天津泥岩層は萩生より南に分布している。冲積層は湊川および白狐川川口に分布し，

* 技術部
** 鉱床部



第1図a 調査位置図

汎濫原ないしは小規模な砂浜を形成している。

3. 調査方法

本海域における調査は下記に挙げる4つの項目について実施した。

1) 表層試料採取
2) 海底地形
3) 海況
4) 海浜

筆者らはこのうち3), 4)の調査を担当した。

調査期間は昭和38年10月18日から同年11月21日まで24日間である。

3.1 海況調査

海岸および海底の堆積物の移動，堆積，分布形態を規定するものは，波と潮流が重要な要素となつている。波については風況の実態を把握する心要がある。以下これらについて調査方法の概略を述べる。

3.1.1 風況および波浪

本項の調査は主として資料収集による調査であり，現地での調査は行なつていない。したがつて風況については，本海域に最も近い横浜測候所の資料[8]で代表させ，風向と風速についてはその日の最大風速をもつて，統計的に処理した。

波浪については，風波とうねりの2つに分けて調査した。風波の推定には，風波の予知曲線図[注1)6)]（第3図）により，風速の吹続時間を3時間としたとき，いままで静穏であつた海面に発生する波とした。

うねりについては，本海域が南に開口している関係から，太平洋に面している海岸に準ずる影響をこうむるものと考え，房総半島南端にある富崎測候所の目視観測資料[9]を参考にした。

3.1.2 潮流

潮流は年中作用をおよぼしており，海底堆積物の運搬，淘汰にあたえる積算効果が大きいといわれている。本調査では小野式自記流速計を使用し，8地点において底流（海底から1.5mの高さ）の測定を実施した。測定方法としては第4図のような方法を用いた。

本機の測定範囲は，弱流，中流，強流と3段階に分かれており，それぞれプロペラを取り換えることによつて測定できる。この適用範囲は弱流で0.10～1.30 m/sec，中流は0.70～2.30 m/sec，強流は1.50～3.00 m/secまで測定できる。本海域では弱流用を用い，測定は1箇所で25時間以上行なつた。

3.2 海浜

ここで海浜というのは，干潮汀線付近より陸側で暴風時，波の作用がおよぶ範囲までである。その範囲を明らかにすることと，試料の採取を目的とした。試料採取地点は通常波が海浜上に遡上する最高位の地点（Barmといわれている）を選び，北部海岸では間隔約500mで8地点，南部海岸ではとくに砂鉄の打上げが多い竹岡から萩生に至る海岸で3点実施した（第5図）。これらの試料は現地において水洗乾燥後，粒度分析ならびに着磁品位の測定が行なわれた。

4. 調査結果

4.1 海況

ここでは風波の発生原因である一般風況と，台風通過に伴なううねりの状況および潮流の測定結果について述べる。

4.1.1 風況

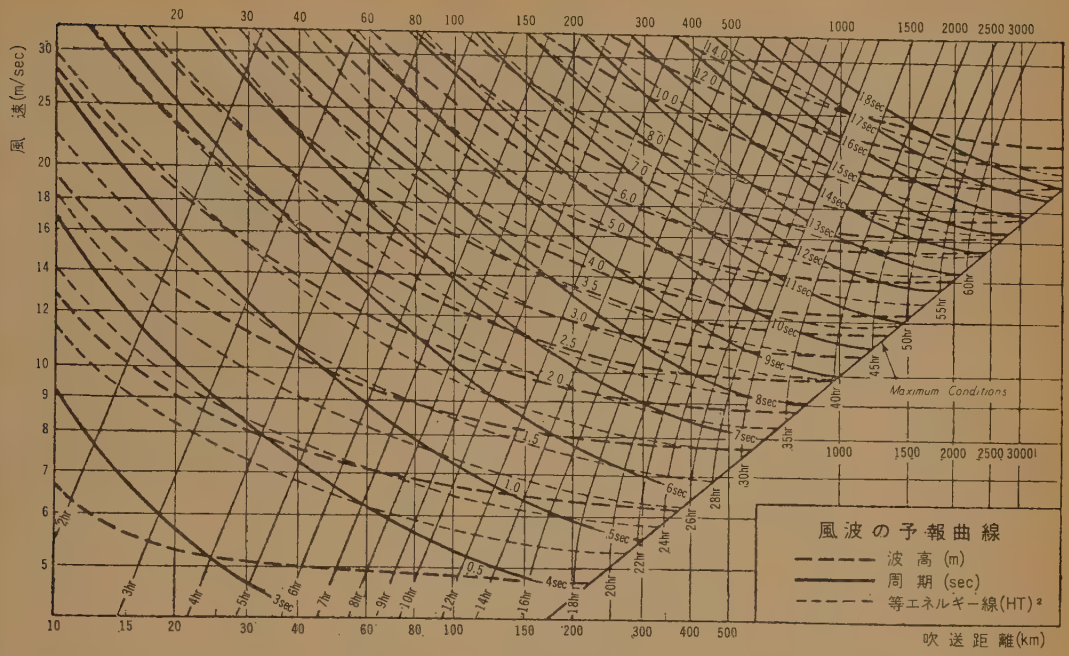
第6図は過去3カ年における横浜付近の風配図である。すなわち季節的にみると，夏季以外はいずれもNNW～N方向が卓越性を示している。とくに秋季より冬季にかけては，55～62%の出現率をみせ，極端な集中性を現わしている。年間を通じてみた場合でも，NNW～N方向のものは約40%で優位を占め，次にS～SW方向が

注1） この図表は“井島武士著：海岸，港湾測量”に収められている。

第1図 b　千葉県磯根岬南部海域浅海底地形図

第 2 図　千葉県君津湾沿岸部地質図

本図は千葉県地学図集地質編の小池清(1950)の房総半島中部地質図[1]と藤原昭・生越忠(1952)の千葉県佐貫町付近の新生代層の千葉県佐貫町付近の地質図[2]から編図したものである。

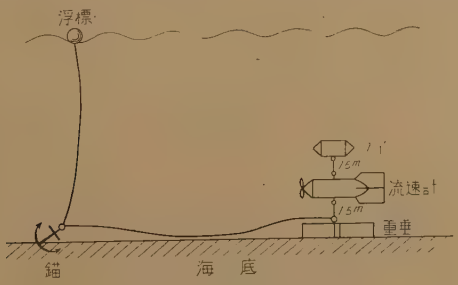


第3図　風波の予知曲線

28%とつづく。このように本海域においては，これら2つの方向が卓越した風向となつている。

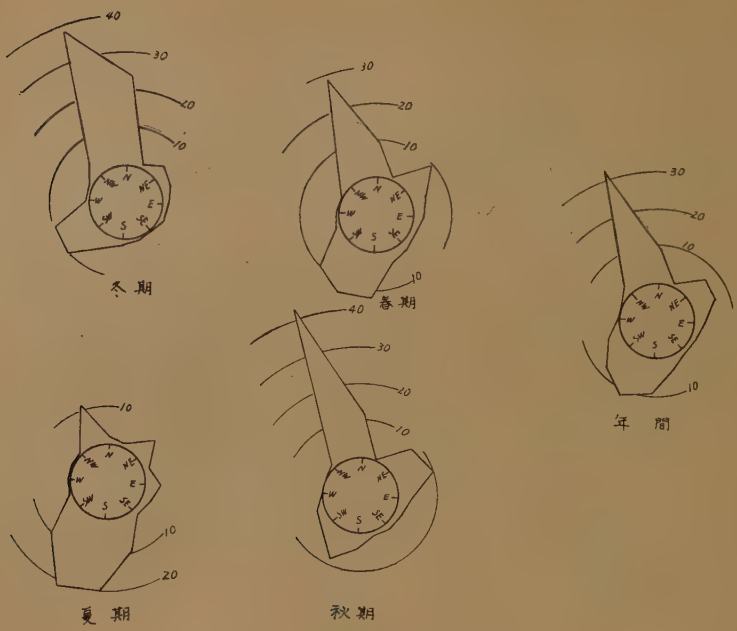
次に強風（10 m/sec 以上）の出現率を 10～15 m/sec と 15 m/sec 以上に分けて作成したグラフを第7図に示した。この図からもわかるように，10～15 m/sec は，全体として全風配図の型（第7図）に準じているが，15 m/sec 以上では，いずれの季節でも南寄りの出現率が優位を占めている。とくに春季では S～SW が 7.6% であり，NNW～N の 2.5% の出現率に比して約3倍の割合である。

また以上の風況から考えられることは，本海域ではほとんど向岸風で占められる。一般に向岸風の卓越するところでは，海岸は侵食され，離岸風の卓越するところでは堆積が行なわれるといわれているが[4]，そのような見方からすれば，本海域の海浜は一般的に侵食型とみなす

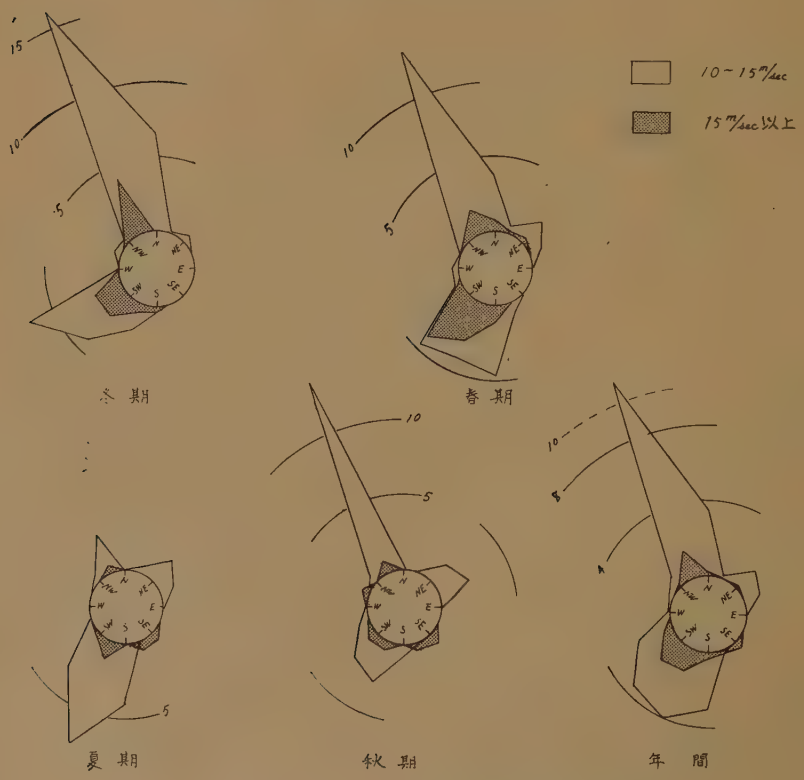


第4図　浮標と流速計の関係

第5図　試料採取地点図



第 6 図　横浜付近の風向図（1958—1960）



第 7 図　10 m/sec 以上の強風出現率（1958—1960）

ことができよう。

4. 1. 2 波　浪

波の性格を分類すると，大別して風波とうねりとに分けられる。風域内で発生するものを風波といい，その風波が風域外に放射され，伝達されるものをうねりといつている。両者を波形上の相違点からみれば風波は波形が鋭く不規則であり，一般的にうねりに比して周期は短いといわれている。

1) 風　波

本海域の風波は，風況からも推定されるように，波向はN～NWとS～SW方向からのものが主たるものとなろう。第8図はこれら卓越風による波高分布を示したものである。本図から波向の卓越性を各海岸別にみると，長浜前面海岸より北方では，SSW～SW方向で海岸線に対しては40～70°位の入射角を示し，湊川付近から城山付近まではNNW～NW方向でほぼ直角に入射する。城山より以南の海岸は南北両方向の風波に洗われる地帯であり，波の規模も大きい。これらの海岸で風波の規模と頻度を推定したのが第1表である。

本表をみるとA地域は，最も少ない頻度率を示しているが，比較的規模の大きい波を受ける地帯となつている。B地域は頻度率の大部分が波高1.5m位の波で，定常的に現われる。C地域では頻度率，波の規模は他の地域に比して最高を示している。このように同じ海域でも海岸別にみると，頻度および波の規模においては著しい差異がある。

2) うねり

本海域におけるうねりの方向は，海岸地形の関係からSW方向からのものに限られ，その規模は太平洋に面する海岸に準ずるものである。第9図は富崎測候所における，風波とうねりの目視観測の結果をまとめたものである。本図からも明らかなように，うねりの頻度は風波に比しておよそ3倍になつており，圧倒的に高い。規模としては波高2m以下，周期8秒以下が大部分を占める。波高3m以上，周期8～12秒位の大規模なものは，8，9月に集中しており，これはいずれも台風の接近に伴なうものである。

本海域で波高2m以上のうねりが到達するのは，大体北緯23°以北，東経130～140°の海上に中心示度約960ミリバール以下の台風が通過するときである。このようなうねりは第10図に示すような進行径路で進入し，海岸の影響範囲は，竹岡付近から南の海岸，長浜前面海岸から北方の海岸である。

4. 1. 3 潮流（底流）

浅海帯における潮流（底流）は，海底地形およびその時期の風，波などの影響によつて非常に複雑であり，その流れの特性をつかむことはむずかしい。

第11図は測定時における，漲潮時および落潮時の最大流速の流動状況を示したものである。以上の結果から本海域の流況を要約してみると，（1）沿岸に近い場所における流向は南流で，ほぼ海岸に並行な流れを示し，その流れは南に向かうほど流速は速くなる傾向をもつ。（2）海岸より遠い場所での流向は，大体SSW～SWWであり，流速は一般に速くなつている。測点Ⅱでは瞬間最大流速37 cm/sec，Ⅶでは34 cm/secのものが測定された。

第1表　海岸別波浪頻度（1958～1961）

海岸別＼波高	1.0～1.5m		2.0m		2.5m		3.0m		3.5m		計	
	回	%	回	%	回	%	回	%	回	%	回	%
A	63	44	56	39	19	13	6	4	0	0	144	10
B	171	90	15	8	2	1	1	1	0	0	189	13
C	278	54	170	33	54	11	9	2	2	0.4	513	35
周期 sec	4		5		6		6.5		6.5			

A：長浜前面海岸以北　　B：湊川～竹岡　　C：竹岡以南

注）吹続時間3時間としたときの波高，周期

4. 2 海岸状況

すでに述べたように，本海域の海岸は，地形的に湊川を境として大別できるので，以下それぞれの海岸について述べる。

4. 2. 1 南部地域

この海岸は一般に凹凸の激しい岩礁海岸であり，平均

第 8 図　波高分布図　　風速 17m/sec，吹続時間 3 時間としたとき。

10 m 台の波食崖がつづいている。そのなかで唯一の砂浜海岸を成しているのが竹岡の前面海岸で，白狐川川口の北部にあたる。その海浜幅は川口付近で約 70 m，北方約 500 m で消滅している。海浜勾配は 2° 以内でゆるい砂浜となつている。砂粒は中細粒で，淘汰は比較的良好である。

砂鉄の濃集地帯としてみられるのは，城山付近から萩生までの海岸で，濃集地はおもに岩礁間のごくせまい浜の一部分であり，着磁率は50%以上を示す。そのほかとくに岩礁上の凹部，城山下の海食洞の中には90%以上の着磁を示すものが認められている。

一般砂粒と砂鉄の粒度分析の結果を比較してみると第12図のようになる。粒度の比較からみるとほぼ等しくなつており，これは高品位砂鉄の一般的傾向として指摘されている[5]。また淘汰度，歪度においてもそれぞれ接近した値が得られた。

4. 2. 2　北部地域

この海岸は南部地域の海岸とは対照的に，一様な砂浜海岸である（第13図）。砂浜規模の最も大きいのは湊川川口北岸で，その最大幅は川口付近で約 200 m あり，世入川まで約 700 m の海岸線を有する。傾斜は 1° 以内で最もゆるく，その中央付近には小規模な浜堤がみられる。また汀線付近には円礫の打上げ著しく，径 20～30 mm 程度のものが混在している。

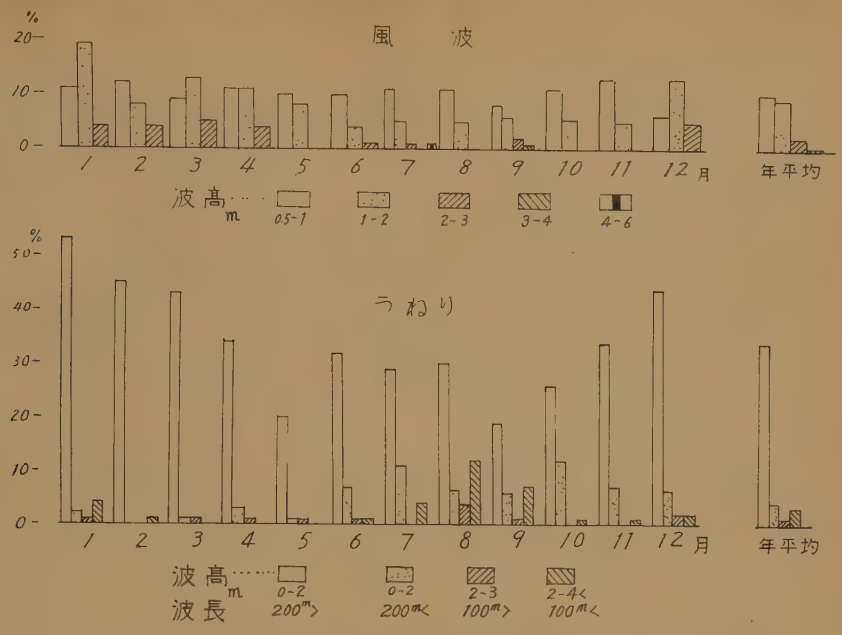
砂浜部分が最もせまく，傾斜も急になつているのは，世入川よりジャジャン川に至る海岸である。海浜幅は大体 40 m 以下であり，傾斜は 4° 以上で，満潮時には直接海岸崖まで海水が浸る場所もある。

ジャジャン川以北の海岸は幅 50～70 m 位の砂浜がつづき，傾斜は 2～3° 程度で前 2 者の中間である。第14図は海岸の傾斜と海浜幅の関係を示したものであるが，これによれば傾斜は海浜幅に比例し，海浜幅が約 70 m からせまくなると，傾斜率は徐々に増大する傾向を有する。

粒度分析の結果をみると（第15図）a, i 点を除いては，中粒砂である。淘汰度は a, e および笹毛以北の海岸が不良であり，これは粒径が大きくなるほど淘汰度も悪くなることを示している。歪度においては g, h 点がとくに大きい負の値を示している。

砂鉄の濃集地としては湊川北岸とジャジャン川北岸の 2 箇所にみられる。これはいずれも川口付近に濃集するよい例である。とくに湊川北岸では着磁率が 10% を超え，北部海岸では唯一の高い濃集率を示している。

砂鉄の粒度，淘汰度，歪度について，一般砂粒と比較してみると，粒度については大体一般砂粒の粒度に比例



第9図　波浪頻度図（富崎 1958—1960）

しているが，淘汰度，歪度については規則性はみられない。

5. 海岸砂鉄と波浪の関係

海岸砂鉄の打上げは，すべてその時期の波向および波の規模に支配される。本節ではおもに卓越する波向との関係から述べる。

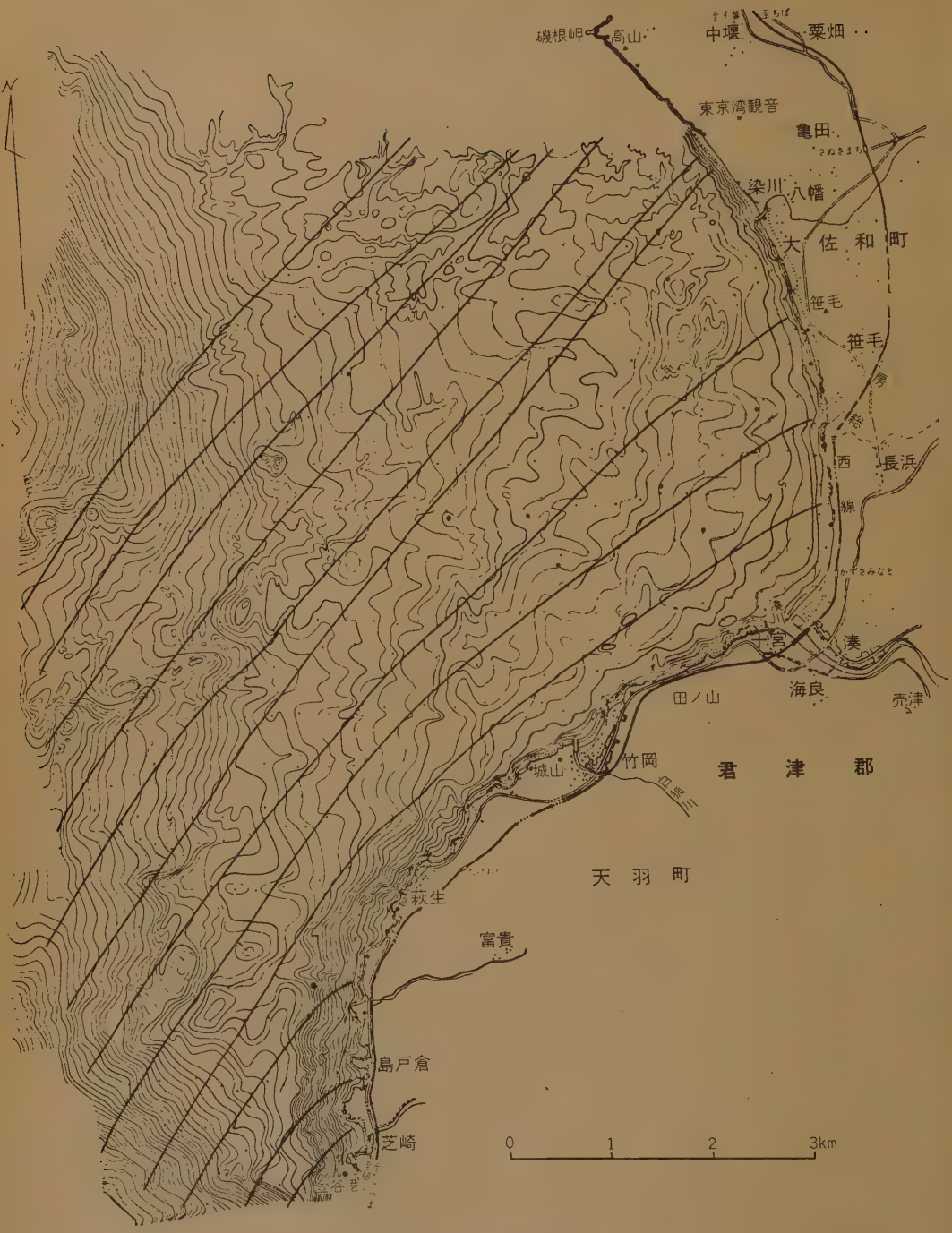
5. 1 竹岡地帯

本地帯の高濃集地としてはA, B, C の3地点が代表的なものである。これらを海岸線の方向からみると，AはNNW方向に対する磯浜内の海食洞の中であり，B,Cはそれぞれ NNW 方向に開いている湾形の北端部，SW方向に対する湾形の南端部と，湾形内では一方に偏した位置を占めている。このような濃集地点を卓越する波向からみると，AおよびBにおける砂鉄の濃集は NNW方向，Cのそれは SW 方向からの波浪によるものと推定できる。その濃集機構として考えられることは，第16図に示されるように波が湾内に入つてくると，汀線と斜交する部分では汀線に並行な沿岸流を起す。この流れの速さは波の汀線に対する入射角に規定されるが，それによる一般砂の移動量は，その角度が 30〜40° のときに最も大きいとされている[6]。その流れは汀線に直角に近くなるほど弱まり，直交する部分ではもつぱら陸岸方向の波浪流によつて砂粒は打上げられるものと考える。砂鉄の移動，堆積もこのような海水の動きに支配され，この部分に高い濃集部が生成されるものとみられる。

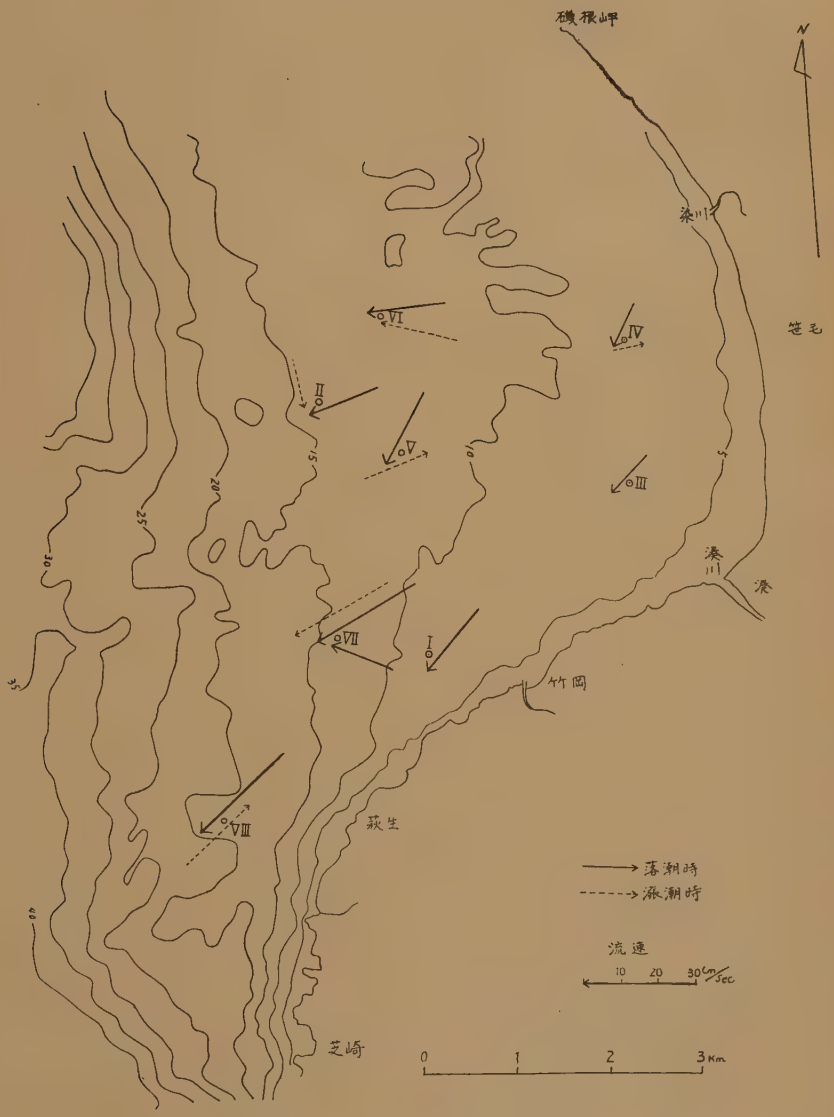
5. 2 北部海岸

本海岸での砂鉄の高着磁地点は湊川北岸で10%，ジャジャン川北岸で4%とこの2カ所が挙げられる。しかし竹岡地帯に比して非常に低い着磁率を示している。湊川北岸の波はおもに北寄りの風波であり，波の性格としては一般に波形勾配が大きいと考えられる。一方ジャジャン川北岸部は南寄りの風波と，うねりの影響地帯となつている。北寄りの風波によつては，上総湊駅前沖から湊川川口方面に沿岸流を起す。この流れは川口に近づくにつれて弱まり，陸岸方向に向かう波浪流が強くなるものと思われる。またジャジャン川北岸部では北に向かう沿岸流が発生する。この流れはうねりの影響が強いこの海岸では，とくに著しいであろう。これは本海岸を刻んでいる小河川の川口が北に偏寄していることや，染川に近い2つの突堤の南側（上流側）に砂粒の堆積が目立ち，反対側は砂が取られている状況から明らかである。またこの流れは海岸線の微細な変化によつて，局部的な欠潰と堆積をおこす。第17図はジャジャン川付近の海岸地形と，上述の流れとの関係を示したもので，このような場所では，流況は一時的に変化され上流側から運ばれてくる砂粒は，この凸部を支えとして堆積するものと思われる，この堆積の場所が砂鉄の高着磁帯としてみられる。

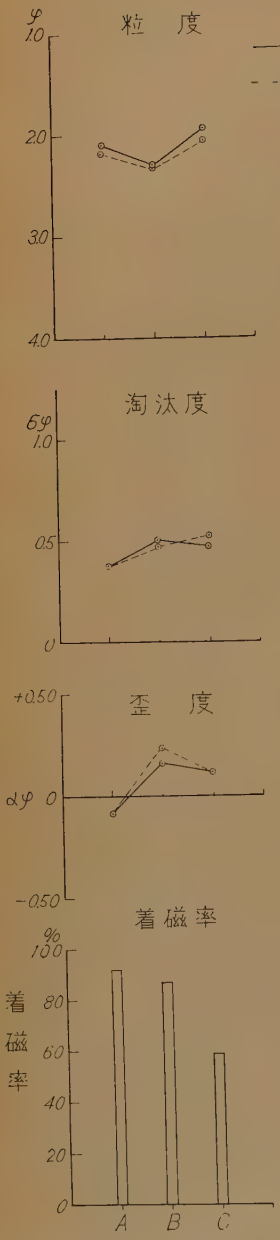
以上海岸の高着磁地点はいずれも流れの乱れあるいは流況の変化する場所に限られる。また卓越する波向との



第 10 図　波 向 線 図（周期 10 秒）

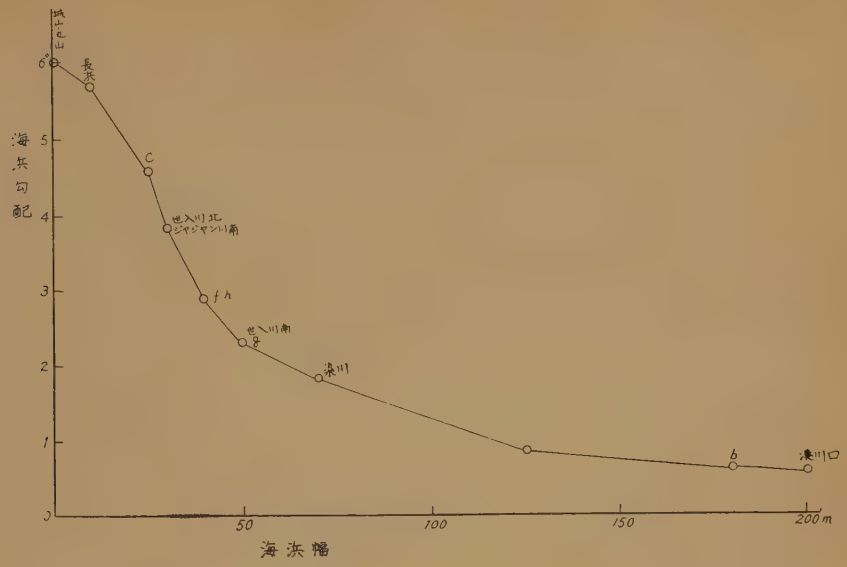


第11図　底層流図（海底から1.5m）



第 12 図　竹岡付近の粒度分析結果

第 13 図　染川・湊間海浜地形図



第14図　海浜勾配と海浜幅との関係

関係からみた場合，本海域においては，いずれも北寄りの波向の卓越する海岸で着磁率が高いことが示されている。

6. 海底の砂鉄濃集部について

本海域の高着磁帯（着磁率6％以上を指す）は第18図に示すように大部分北部海域に集中している。その分布形態は，深さ15 mおよび13 m付近では等深線に平行な方向性をもつて濃集しており，7 m以浅の区域にある濃集部は，ほぼNW—SE方向で等深線を斜めに切るように分布している。南部にあたる海域では，深さは7 m以浅に限られており，方向はSW—NEでほとんど海岸に密着した位置に分布する。このように砂鉄の分布形態は，深さによつて若干の差異を示している。これは深さによる海水流動のおよぼす影響のちがいがみられるためと思われる。

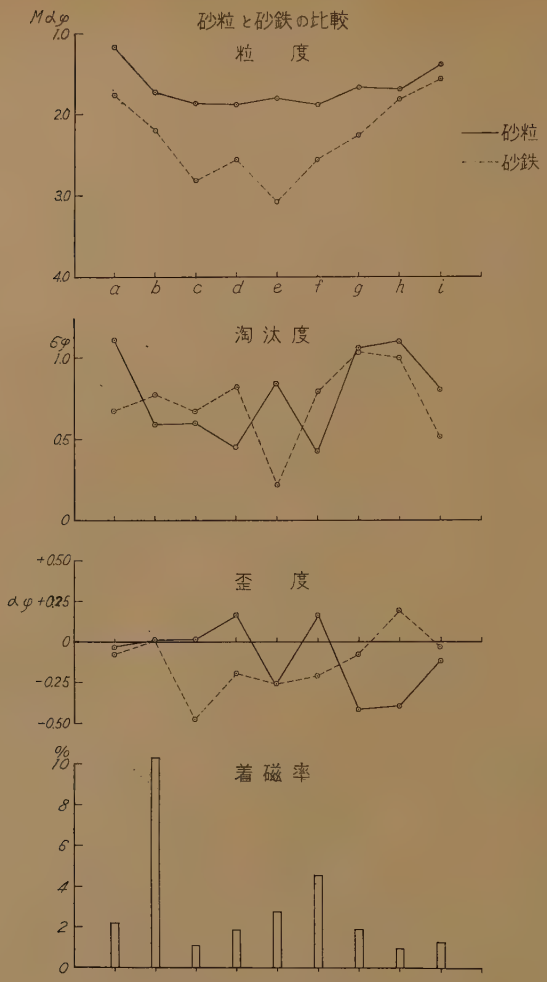
波が砂の移動を起す水深は，理論的には波長の1/2の深さからである。しかし実際には海底の砂の粒度がどの程度であるかによつて決まる[6]。本海域の砂の粒度を大ざつぱにみると，大体北部は細砂（平均0.15 mm），南部は中砂（平均0.3 mm）で覆われている。第19図はこれらの砂粒が移動を始める水深と，波の規模との関係を示したものである。本図からも明らかなように，粒子の初動水深は波の周期に比例し，粒径に逆比例する。したがつてうねりのような長周期の波においては，砂粒の初動水深は深くなるわけである。

本海域について波の規模から推定される砂粒の初動水深は，北部海域では大体15 m，南部海域では12 m位の深さとなるであろう。しかしうねりの規模からみると30 m位の深さより砂粒が動かされるものが現われているが，このような初動水深を与える波は，年間を通じて実に少なく10数％にしかすぎない。したがつてそのほとんどが10m付近から以浅となろう。これは深さ10 m付近を境として以浅の砂粒は，おもに波に支配され，以深では潮流の影響が大きく効くものと判断される。

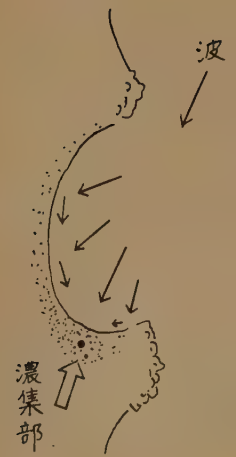
すなわち長浜沖，深さ7 m以浅の砂鉄の分布形態をみると，すべてSW方向の卓越波向に対して直角方向に，その延びを示していること，また田の山，城山沖，10 m以浅の高着磁帯は，それぞれNNW方向の卓越波向に対して直角である。ただ城山沖のものは，深さを増すほどSW方向にずれるような型になつている。この原因としては，潮流の影響がこの付近から現われる結果と判断される。海深12 m，15 m付近の砂鉄の分布形態もおもな潮流の方向に対して，直角な方向をとつており，卓越する波向に対しての規則性は認められない。このように海底の砂鉄の分布形態は，海水の流動方向に対して直角方向をとつている。

7. むすび

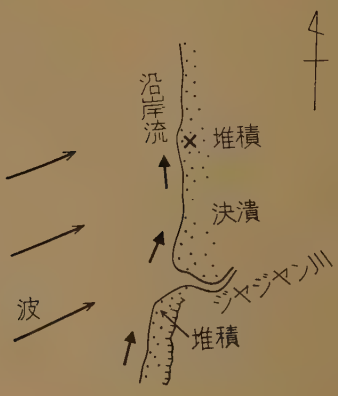
砂鉄の堆積環境について筆者らは，海岸の状況と海況の面から調査を実施したが，まだまだ未解決な面が多くある。すなわち砂鉄の分布は，海岸においても，海底においても，ある特定の場所に限られている。このような濃集地における地理的環境と，波浪，潮流の特性との具



第 15 図　北部海岸の粒度分析の結果



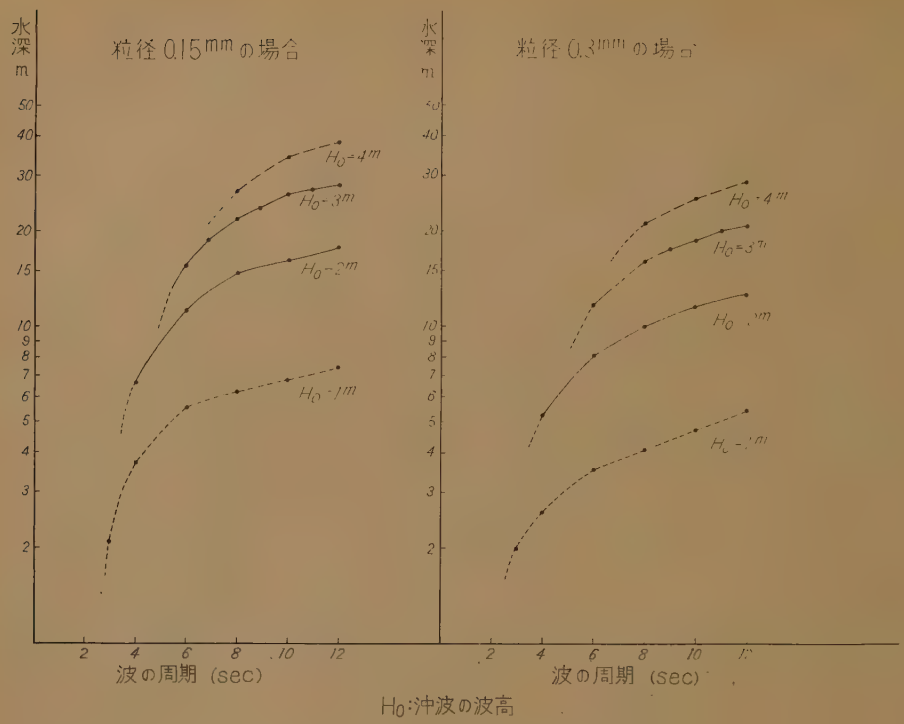
第 16 図　湾内の濃集部と波向との関係



第 17 図　ジヤジヤン川付近の海岸地形と波向の関係

N
磯根岬
高山
中堰
栗畑
東京湾観音
亀田
染川
八幡
大佐和町
笹毛
笹毛
西線
長浜
十宮
湊
田ノ山
海良
竹岡
君津郡
天羽町
萩生
富貴
島戸倉
芝崎
着磁率 6%
着磁率 4%
0
1
2
3km

第18図　砂鉄分布図



第 19 図　沖々波高と砂粒の初動水深

体的関係について今後さらに調査研究を進める必要がある。さらに海底における砂鉄の分布形態の把握には，現在進められている海中テレビによる海底観察法の確立によつて，海水の流動との関連をより適確につかむことができるであろう。またこのことは海底堆積物の堆積環境を究明するため重要な鍵と考える。

（昭和40年 8 月脱稿）

参 考 文 献

1) 千葉県地学教育研究会編(1954)：千葉県地学図集，地質編
2) 藤原　昭・生越　忠(1952)：千葉県佐貫町付近の新生代層，地質学雑誌，vol. 58, no. 683
3) 藤本治義(1955)：関東地方，日本地方地質誌
4) 服部富雄(1952)：本邦の含チタン砂鉄資源，地質調査所報告特別号（E）
5) 服部富雄(1962)：本邦砂鉄の構成鉱物と粒度分布について，地質調査所月報，vol. 13, no. 3
6) 井島武士(1961)：海岸，港湾測量
7) 加賀美英雄・奈須紀幸・堀越増興(1962)：東京湾口の海底地形，日本海洋学会創立20周年記念論文集
8) 気象庁編(1958～1960)：気象月報
9) 気象庁編(1958～1960)：気象要覧

概　　報

550.824(521.74)

大阪府北摂地区観測井コアの地質学的考察

稲井信雄*　　石田志郎**

1. 緒　言

昭和39年度特別研究費による産業用地下水の開発保全等に関する調査研究の一部として，大阪府三島郡三島町において実施した深層未開発水源の調査研究は工業用水法の指定地域もしくは地域指定をされようとする地域において，地下地質の状態，地下水の水理地質事情を試錐によつて調査し，基礎的資料の収集，解析などの技術的研究を行なうものである。

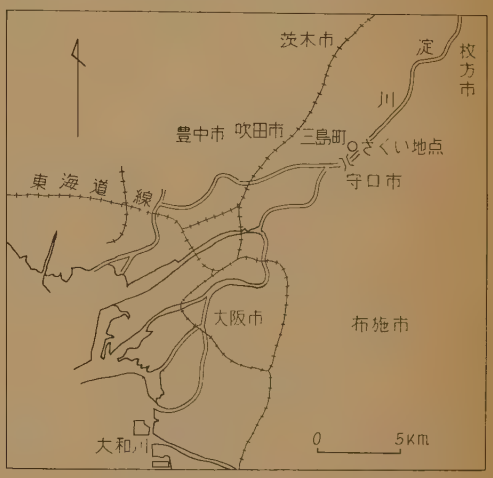
以下は深度 350 m の観測井コアの地質学的考察を述べたものである。

地質柱状図ならびにコアサンプルにより，少なくとも 26.30 m までは沖積層であろう。ここでは，柱状図にみられる大部分がそうである大阪層群の層準，とくにその鍵層であるアズキ火山灰層の位置を推測することに努める。今回の観測井のコアからは大阪層群の鍵層は一つも発見されなかつた。しかし次の方法により，一つずつでは鍵層にならなくとも，これを組合せ，Succession により層準が明らかとなる。すなわち

1) 丘陵地質，2) 海成粘土層，3) 火山灰層，4) 花粉分析，5) 電気検層。

2. 丘陵地質より観測井柱状図の層準推定

観測井は千里山丘陵の東南方約 4 km の地点にある。千里山丘陵は大阪層群の模式地である。しかしこのような目的のために精査した縮尺の大きい地質図はない。既存の 2 万 5 千分の 1 地質図によると，アズキ火山灰層は千里山丘陵東縁部にほぼ南北走向，東へ 1～2° の傾斜をなして露われる。観測井工事報告書調査地点位置図の北西部にその南端がみられる。すなわち，市場の北にアズキ火山灰が西から東へ傾斜してきて地下へもぐる。また七尾の北の屋根にのつている。また OD-2（大阪市39年度試錐，さくらの宮）で 47 m，鴨野試錐（1940年地質調査所）で 175 m である。地質図で地層の勾配を求めると 1/50～3/50 である。これにより観測井におけるアズキ火山灰の深度を推定すると，1/50 の勾配ならば約 50 m，3/50 ならば約 180 m である。これは地層の走向を南北，地層の傾斜を一定とした場合のことである。千里山から大阪市上町台地背斜構造があり，これは南へピッチするので，地層の走向は，背斜東翼では南北よりも北からわずか東にふれるだろう。ゆえに地層の傾斜一様としても，その推定よりやや深めと予想される。



第 1 図　さく井地点位置図

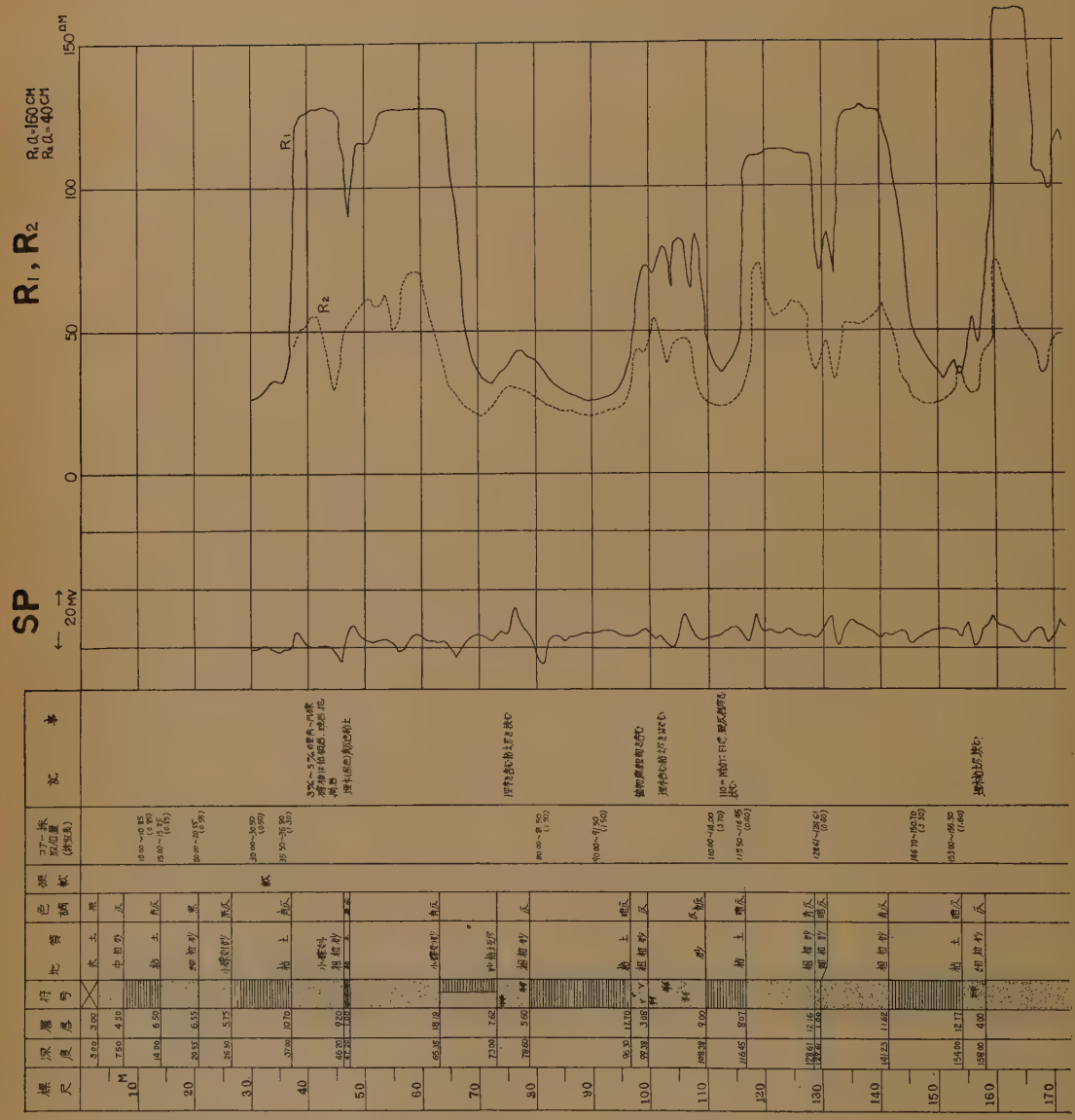
3. 海成粘土層

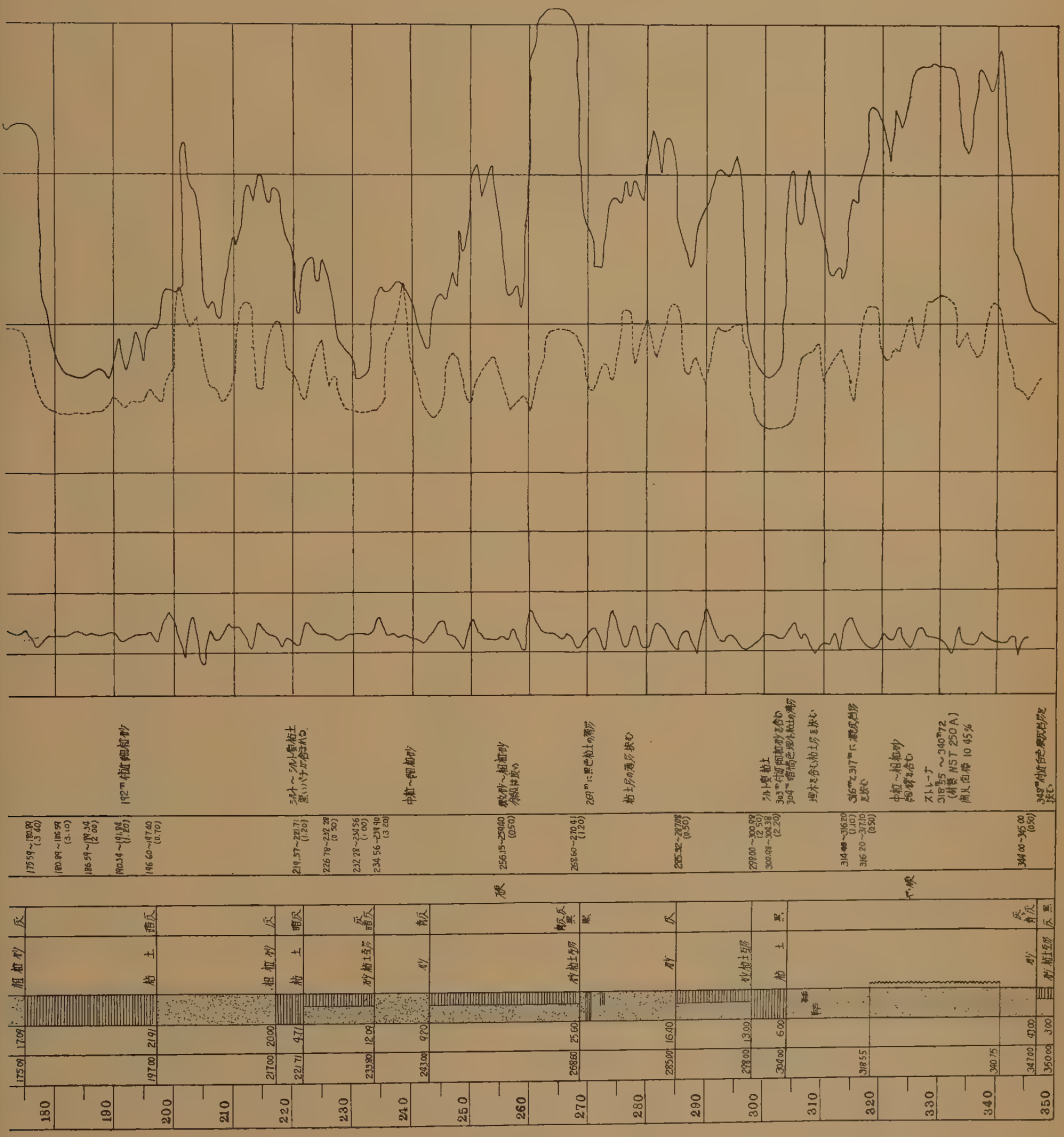
大阪層群にはこれまで 8 枚の海成粘土層があるとされている。最近の研究では丘陵部で10枚が確認された。OD-1（大阪市38年度試錐）でも少なくとも10枚はあるらしいことがわかつた。

1) 観測井粘土コアの海成，非海成の識別を，最も簡単な方法として，塩化バリウムにより行なつた。粘土を蒸溜水で泥水とし，ロ過，塩化バリウム飽和液を入れ $BaSO_4$ 沈殿の有無をみる。大阪層群の粘土では，極端に風化した部分をのぞき，海成粘土からは硫酸根が検出され，淡水成粘土からは検出されない。さらに珪藻化石をしらべればより確実になるが，それは行なつていない。

その結果，顕著な粘土層である 110 m±，150 m±，180 m±，220 m±，300 m± 付近のものは，すべて海

* 大阪駐在員事務所
**京都大学理学部地質学鉱物学教室，地質調査所併任


SP
← 20MV
R1, R2
R1 Q=160 CM
R2 Q=40 CM
150 OM
100
50
0
R1
R2
縮尺
深度
層厚
符号
地質
色調
記事



第2図　さく井地質柱状図と電気検層図

成粘土をもつことがわかつた。

アズキ火山灰は下から 3 枚目の海成粘土層 Ma_3 にはさまれている。しかし最近の丘陵の研究ならびに OD-1 によれば，下から 4 枚目に入る。（Ma_1 と Ma_2 との間に 1 枚発見された。）しかし丘陵地の多くでは Ma_1 と Ma_2 間の粘土層は発見されないことが多い。

上のことから考えて，アズキ火山灰はここでは 150 m ±の海成粘土か，それより下位の海成粘土に伴なうことは確実である。

2） 海成粘土層の厚さをくらべてみる。いままでしらべた大阪層群では 8～9 枚の海成粘土層間の厚さの比率は次のようであることがどこでも大体一致する。（確実に海成の部分のみでなく淡水成の部分も含まれる。）

$Ma_3 \fallingdotseq Ma_6 > Ma_4 \fallingdotseq Ma_2 > Ma_5 \fallingdotseq Ma_7$ と $Ma_3 \fallingdotseq Ma_1 > Ma_1$ と Ma_2　この観測井では，

深度 175～197 m（厚さ 22 m）＞78.5～96.3（17.8 m）＞142.2～154.0（12.8m）＞108.4～116.5（8.1 m）＞297.0～304.0（7.0 m）＞217.0～221.5（4.5 m）の順である。

これを上の順になるべく多くが合うようにすれば次の組合せになる。

22 m＝Ma_3＞ 17.8 m＝Ma_6＞ 12.8 m＝Ma_4＞8.1 m＝Ma_5＞7.0 m＝Ma_1＞4.5 m＝Ma_2

ここでは Ma_2 はうすいこと，Ma_1 と Ma_2 が欠けているとしたことにやや問題が残る。

また大阪層群の海成粘土層間の砂，淡水成粘土層などの厚さはとくに Ma_4 と Ma_5 の間が厚い。この点は上の結果と一致する。

4. 火 山 灰 層

1） 110～114 m の下位から上へ ①～⑪ のサンプルの⑦の底に白色細粒の火山灰（磨砂）が薄くみられる。コア中に層としてなく壁に乱れ入つている。ゆえに厚さ不明であるが，みられる限りでは 1～2cm で入る。

2） 316.5 m 付近，作業員の話によると掘さくしている感じでは下の磨砂は厚いように思うということであつた。コア採取はできなかつたが次のように予想される。

白色火山灰磨砂

40 cm　砂 層

白色火山灰（厚いよう）

3） 348 m 付近，白色火山灰あり，厚いという作業員の予想。

以上 3 層準の火山灰はいずれも白色，細粒で，ガラス，角閃石多く，斜方輝石をわずかもつ。アズキ火山灰，カスリ火山灰など特別のものをのぞき，大阪層群中の大部分の火山灰はこれらと同じ性質である。

大阪層群の火山灰でどこでもみいだされるものは次のようである。

Ma_6 の約 1 m 下	5～15 cm 層厚	カスリ火山灰
この 30 cm 下	3 cm 層厚	（白色細粒の火山灰）
Ma_7 の基底	約 1 m	高槻火山灰（又はサクラ火山灰）
Ma_6 なし		
Ma_5 の中下部	3 cm± 2 層	八町池火山灰
Ma_4 なし		
Ma_2 中上部	3 cm± 2 層	山田火山灰
Ma_1 と Ma_2 なし		
Ma_1 最上限	30～70 cm	ピンク火山灰
約 15 m 下	10～20 cm	第 2 ピンク火山灰
〃 30 m 下	20～30 cm	イエロー火山灰
〃 30 m 下	1～3 m	疑ピンク火山灰
〃 20 m 下	50 cm±	疑イエロー火山灰
〃 50 m 下	10～30 cm	白色火山灰

今海成粘土と火山灰の関係から推測すれば

1） の火山灰は八町池に

2） 3） はピンク火山灰から下位，すなわち第 2 ピンクとイエロー火山灰に相当すると考えるのが妥当だろう。

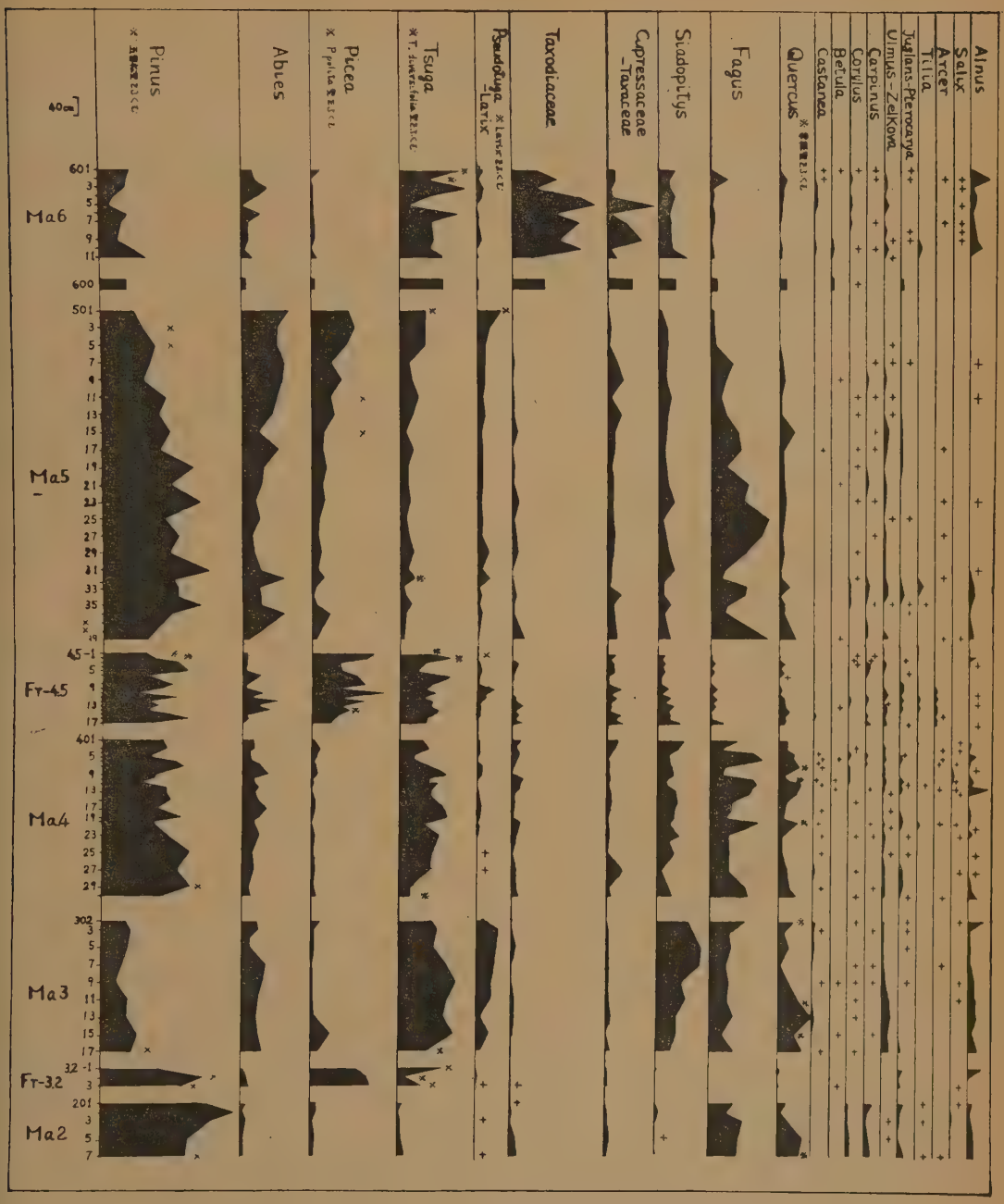
5. 花 粉 分 析

酒井潤一氏に10個の海成粘土のコアサンプルを検定してもらつている。これまでに定性的にしらべた結果を列記する。

Sample 番号

1. 111.00～114.00 の下から①～⑪のうちの⑥ Picea, Pinus 多い。Tsuga 少なし。
2. 146.70～150.70 の③ Pinus 多い。Tsuga も多く Pseudotsuga 少なし。
3. 175.59～180.39 の⑪ Tsuga 多い。Pseudotsuga もあり。
4. 〃 の⑤ 〃 〃
5. 180.89～186.59 の⑨ Pollen 少ない。Tsuga あり。
6. 〃 ⑤ Tsuga, Pseudotsuga 多い。
7. 186.59～189.34 の⑦ Picea, Abies, Tsuga, Pseudotsuga 多い。
8. 〃 ② Tsuga（大小型共）
9. 219.57～221.71の③ Pollen 少ない。Picea, Tsuga Pinus あり。
10. 298.00～300.98 の ③ Tsuga あまり多くない。55～60 μ の小型のもののみ。

Pinus≫Abies＞Picea(？), Pseudotsuga 僅かにあり。



第3図　枚方丘陵の大阪層群主要樹木種花粉分析図表

大阪層群の花粉分析は田井昭子によりなされている。（地球科学，74, p. 22～32, 1964）それに較べると，Ma_3 が Pinus 少なく，Tsuga 多い。Pseudotsuga も他より多い。

Ma_3 を除く $Ma_{2\sim5}$ は Pinus 多く Tsuga 少ない。ただし Ma_4 にはかなり Tsuga あり，Pseudotsuga はないが，一部をのぞき，あつても少ない。

以上により Sample 1=Ma_5, 2=Ma_4, 3～8=Ma_3, 9=Ma_2, 10=Ma_1 という解釈が妥当である。

6. 電気検層

大阪層群の電気検層図は，これまでのいくどかの深井戸でみられており，次の3大別が簡単になされる。

大阪層群上部（海成粘土層をはさむ，特に Ma_3 より上位）

〃 下部

二上或神戸（？）層群

すなわち，これは粗粒部でピーク大であるが大阪層群上部で大，大阪層群の下位の層も大である。ただ大阪層群下部層は粗粒質であるが，小である。

このように大きくみ分けることは簡単であるが，一層ごとの正確な対比はむずかしい。しかしこれまでの推測に基づき，これらが電検ではどうなるかをみれば，Ma_3～Ma_6 はよく一致し，その推測どおりの可能性がある。しかし Ma_3 よりも下位はよくわからない。

以上の点からこの観測井において，（26～65 mも大阪層群かもしれないが）少なくとも Ma_6～Ma_1 があり，Ma_3 は 180 m± にあたる。そして最下部 348 m の火山灰はイエロー火山灰と推測する。この下 50～100 m で大阪層群の基底であろう。この推測は5つの方法によつて，すべて一致して推測される。

なおこのほかに粘土の物理性その他できるかぎりの研究をとつてしらべることが，貴重なボーリングを生かすこととなる。今後，さく井にはできるかぎり，粘土層のコア採取を充分に，なるべく深く掘るように，そしてできるかぎりの多方面の研究が望まれる。

附 記

大阪北摂地区観測井工事報告書・大阪市地盤沈下調査（OD–I 調査）中間報告書を参照した。

追 記

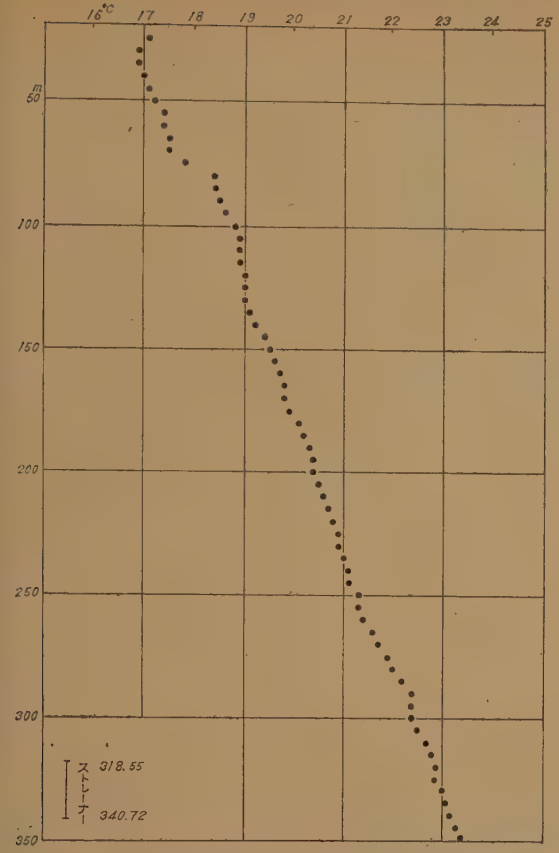
本観測井工事は，日本鑿泉探鉱株式会社の請負によつてなされたもので，工事仕様書に基づく調査報告から参考となる調査結果およびその後の試験成績を次に列記する。

1) 掘鑿機 スピードスター 72 型機
2) ケーシングパイプ 267.4 mm×6.6 mm，JIS 配管用炭素鋼 鋼管

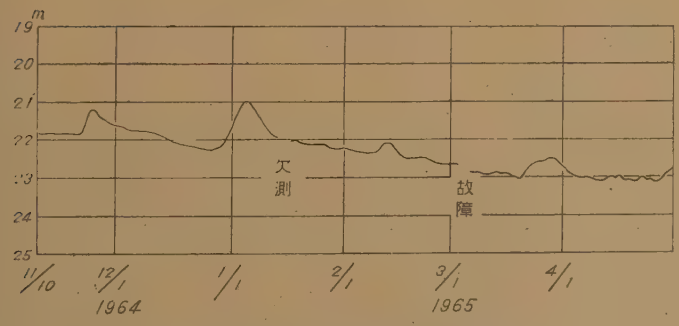
第1表 土質試験結果一覧表

試料番号			1 T	2 T	3 T	4 D	5 D
採取深度 (m)			10.00～10.85	15.00～15.85	20.00～20.55	30.00～30.75	35.50～36.80
試料の種類			乱さない	乱さない	乱さない	乱さない	乱さない
土の分類		三角座標による分類	粘土	ローム	砂質ローム	粘土	粘土
		AC 法による分類					
		改訂 PR 法による分類					
粒度	レキ分 (%)		0	0	6	0	0
	砂分 (〃)		23	50	74	9	29
	シルト分 (〃)		44	31	14	42	31
	粘土分 (〃)		33	19	6	49	40
	最大径 (mm)		0.40	0.40	4.80	0.11	0.40
	60 % 径 (〃)		0.021	0.068	0.47	0.01	0.025
	10 % 径 (〃)		——	0.0018	0.01	——	——
	均等係数		——	37.8	47.0	——	——
土粒子の比重			2.67	2.69	2.65	2.69	2.71
コンシステンシー	液性限界 (%)		73.3	40.8		98.8	61.6
	塑性限界 (〃)		27.0	23.0		35.0	25.4
	塑性指数		46.3	17.8		63.8	36.2
	収縮限界						
	相対コンシステンシー		0.304	0.421		0.510	0.812
自然状態	含水比 (%)		59.2	34.3	19.9	66.2	32.2
	間ゲキ比						
	単位体積重量 (g/cm³)						
	飽和度 (%)						
力学的性質	一軸圧縮試験	強度 (kg/cm²)					
		鋭敏比					
	三軸圧縮試験	粘着力 (kg/cm²)	0.25			0.700	1.08
		内部マサツ角 (度)	8°40′			23°00′	13.40′
	圧密試験	先行圧縮荷重 (kg/cm²)	0.82	3.20	4.50	6.30	12.20
		圧縮指数 cc	0.615	0.365	0.160	1.230	0.320

（試験期間 昭和39年9月）



第 4 図　井戸内温度測定図（京都大学理学部初田教室，昭和39年10月15日測定）



第 5 図　静水位（井戸管頭から）変化図（自然記録から毎日 6 時の値をプロットした）

3) 深　度　350 m

4) ストレーナ　318.55～340.72 m（材質 NST 250 A，開孔面積 10.45%）

5) 土質試験　第 1 表のとおりである。

6) 揚水試験

透水量係数　Theis の非平衡式に基づく Jacob の便法によつて解析した。
水位降下法の場合 760 m^3 pd/m
水位上昇法の場合 720　〃

透水係数　帯水層の厚さを約 20 m と仮定すると約 4.3×10^{-2} cm/s
ただし水温 22° C。

限界揚水量　1,488 m^3／day（静水位 21.30 m，揚水水位 25.78 m）
比湧出量　約 330 m^3/day/m

7) 温度分布　静止状態における井戸内の水温の垂直分布は，工事中にも測定されたが，揚水停止後15日経過したときの測定結果は第 4 図のようである。

第 2 表　水質分析結果

pH		6.6
RpH		7.4
M アルカリ度（$CaCO_3$ として）		86.1 ppm
	Cl^-	3.2 〃
	SO_4^{2-}	10.5 〃
	Na^+	8.5 〃
	K^+	3.6 〃
	Ca^{2+}	15.2 〃
	Mg^{2+}	7.2 〃
全硬度	($CaCO_3$)	68.0 〃
	全　鉄	0.07 〃
	Mn^{2+}	0.61 〃
	COD	1.12 〃

（1964年 9 月30日　採水）

8) 水　　質　揚水した水の分析結果は，第 2 表のとおりである。なおこれは本所化学課池田喜代治の分析にかかるものである。

9) 地下水位観測　この井戸は，地下水位観測用のものであつて，昭和39年11月10日以降フェース型一週間巻自記水位計によつて観測されている。第 5 図は約 6 ヵ月分の水位変動を示したものである。

（地質部　村下敏夫記）
（昭和40年 7 月稿）

553. 551.1(523.1)

徳島県阿南市および那賀郡鷲敷町地内（那賀川左岸）石灰石調査報告

清島 信之*

A Report on the Limestone Deposit in Anan City and Wajiki-machi, Naka-gun, Tokushima Prefecture ——Along the Left Bank of the Naka River——

By

Nobuyuki KIYOSHIMA

Abstract

The area surveyed is located west of the limestone deposit region now under actively mining in Anan city.

The rocks exposed in the area are the same as those of that region, which is composed of Daigo formation and Wakasugi formation of Chichibu Paleozoic system, and the limestone beds are classified into two zones; one is the north zone in Daigo formation and the other is the south zone in Wakasugi formation.

There are six outcrops of limestone deposits in both zones, although their scales are smaller compared with those of the eastern district.

Therefore, the exploitation of this region is considered difficult, from the viewpoint of ore reserves and location.

In the south limestone zone the dolomite deposit occurs in lower part of limestone bed and is being worked by the open cut method, but it is not so large.

要　旨

調査区域は現在盛んに稼行が行なわれている阿南市石灰石鉱床区域の西方，那賀川左岸沿いの一帯で，秩父古生層に属する当地域の石灰石層は平行して東西の分布を示す北帯・南帯の2帯がある。この両帯は東部地域とほぼ同一層準に賦存するが露頭規模は劣勢となり，主要な露頭は北帯中の2個の露頭で，その埋蔵量はそれぞれ200万t以下にすぎない。南帯では一部にドロマイトを胚胎し小規模に稼行されている。

1. 緒　言

阿南市（主として旧那賀郡加茂谷村・長生村・桑野町を含む）の石灰石鉱床については昭和27～28年度にわたる調査報告（山田・井上，1954）があり，その範囲は那賀川右岸以東の主要鉱床を含む稼行鉱山分布区域であつた。今回の調査は徳島県庁の要望もあつて，資源的価値の検討を主眼としその西方延長，すなわち主として那賀川左岸の未開発区域（一部にドロマイト稼行中）を対象とした。

2. 位置・交通および地形

調査区域は阿南市西端の旧那賀郡加茂谷村および那賀郡鷲敷町の北部，東西 3km×南北 4km の範囲にわたる。阿南市より鷲敷町へは牟岐線阿波富岡駅下車，これより那賀川左岸を遡行し鷲敷町に至るコースと桑野駅下車国道295号線を阿瀬比経由の2コースがあり，いずれ

* 福岡駐在員事務所

第1図　石灰石露頭分布図

も徳島市からのバスも運行されている（第1図）。

当地域は東西に走る四国背梁山脈の東端に位置するが，なお標高 500 m 以上の山嶺が連なり，地勢は比較的急峻で東方の那賀川下流には阿南市平野が開ける。

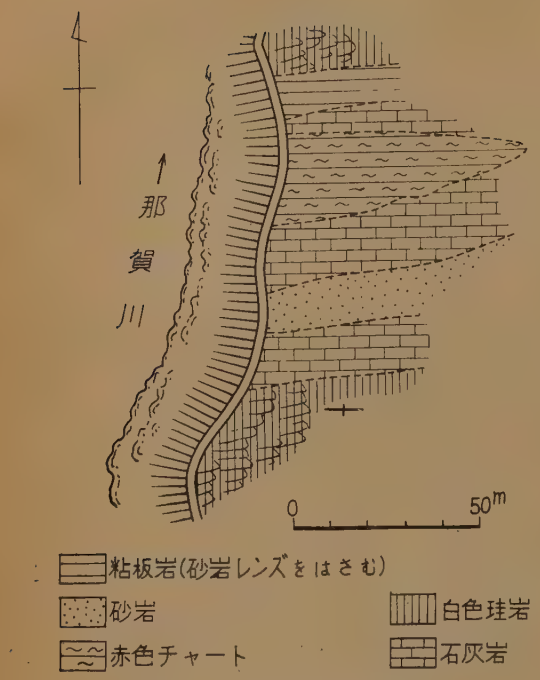
徳島県下において吉野川についで大きい那賀川は遠く徳島・高知両県境に源を発し，鷲敷町地内に入り大きく迂回し北東方から漸次東流し，常時水量豊富に紀伊水道に注ぐ。今回の調査区域はこの屈曲部沿いの山間部，主として左岸側の一帯である。

3. 地質概要

当地域の地質は秩父累層南帯に属し，古生代石炭紀後期の醍醐層群および二畳紀中期～後期の若杉層群から構成される。前者は地域北部において南北両面を東西断層で限られ，南北幅僅か 500m 内外をもつて若杉層群中に帯状の分布を示す。すなわち，調査地域内では広く後者が分布し，前者をあわせてその幅約 5 km で東西に分布する。その北限は下部層の桧曽根層群と，南限は三畳紀～ジュラ紀に属する春森層群とそれぞれ断層で境する。

醍醐層群は主としてチャート・石灰石および砂岩・粘板岩互層からなる。石灰石層は細野・臼台一西谷を結ぶ線上に断続し，その東方延長は既往の調査に述べられている十八女・加茂谷の各鉱床に引続く。

若杉層群は砂岩・粘板岩・チャートおよび石灰石層からなり，堅硬なチャートは常に懸崖をなし，あるいは地上数mに突出して奇岩景勝をなしきわめて特徴ある地形を呈する。醍醐層群の石灰石層と平行し，本層中の石灰石層はその南域の氷柱観音一桜山鉱山（ドロマイトを稼行）一千ヶ谷を結んでほぼ東西に断続し，東方では既往調査の大竜寺鉱床に延長する。



第2図　細野露頭西端見取図

4. 石 灰 石

石灰石層は醍醐層群中のものを北帯とし，若杉層群中のものを南帯とする2帯に区別され，東域ではそれぞれに現在徳島県下における重要な稼行鉱山が集中するが，当地域では規模は狭小となり，北帯ではしばしば珪質岩・赤色チャートを挟在，南帯ではドロマイト質となり高品位部が稼行されている。（第1図参照）

4. 1 北 帯

那賀川を挟み右岸の 403 m 峰斜面より対岸の臼台を経て西方の 688 m 峰南斜面を結ぶ断続する露頭で，東より細野・臼台および西谷の3露頭がある。

4. 1. 1 細野露頭

露頭は那賀川右岸に懸崖をなし，東方延長は 403m 峰に向かい走向延長約 500 m におよぶ。

河岸における露頭状況は第2図にみられるように幅 5 m，12 m，15 m の3層が走向 EW，傾斜垂直に併走する。3層は膨縮著しく，山腹で北側の1層が幅 30 m に達するが，露頭東端は第3図に示されるようにいずれも 10 m 以下の薄層となりまもなく尖滅する。

4. 1. 2 臼台露頭

細野露頭の西方，那賀川の対岸にあつて露頭は河床を横断し臼台部落の南方，県道沿いに延長する。上下盤は砂岩レンズを挟在する粘板岩層からなり，走向 EW，傾斜 70° N を示す。露頭の規模は走向延長 550 m，幅最大 60 m で西端は尖滅し，下盤側には一部に赤色チャートの薄層を挟在するが，細野露頭のように変化ある多くの挟みを含むことはない（第4図）。

4. 1. 3 西谷露頭

臼台露頭の西方延長約2.5㎞を距てた 688m 峰の南斜面にあり，露頭は南面して数 10m の絶壁をなし，周辺一帯は密生する灌木で踏査は容易でない。絶壁下は転落した石灰石の崖錐で埋まり，珪石の巨礫を混える。露頭の延長は N 55° E の方向を示し小谷を挟んで東側の対岸にも懸崖をなす露頭が認められるが，連続の有無は確かめられていない。確認した露頭延長は 300 m，層厚は 40m で露頭下方の斜面を埋める崖錐も延長 300 m，幅 100 m の範囲におよぶ。

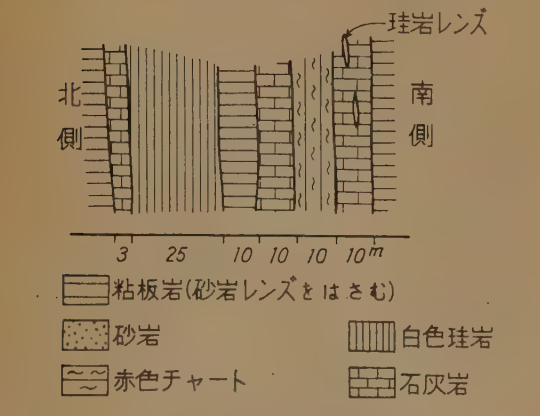
本露頭のさらに西方延長には，なお，10 m 余の小露頭が点々と断続し，それらは走向 N 50～70° E，傾斜 40～60° N であまり地層の変位はみられない。

4. 2 南 帯

この地域の石灰石層は氷柱観音から西方へ現在ドロマイトを稼行している桜山鉱山を経て千ケ谷へと断続する。北帯とほぼ平行し走向は東西であるが，西方に行くに従い北帯が南下し両者の間隔は狭くなつている。露頭規模は北帯に比しやや劣勢でドロマイトを伴なう。

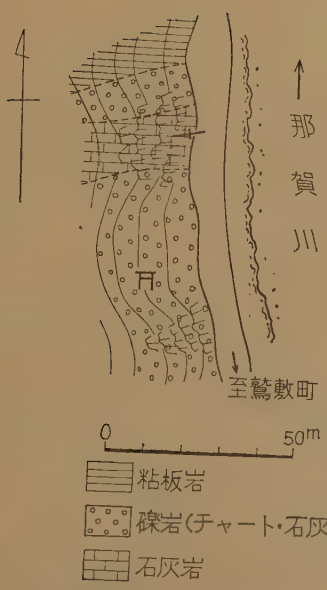
4. 2. 1 氷柱観音露頭（第5図）

当地方で著名な氷柱観音の堂内に露出し，走向 N 75° E，傾斜は垂直で，露頭西端は那賀川河岸より比高 300m の陵線近くで尖滅する。走向延長は約 600m に達するが，層厚は薄く平均 10 m にすぎない。上下盤は径 3 ㎝ 内外の赤色・緑色のチャートと石灰石の角礫からなる美麗，堅硬な礫岩層で，図のように下盤（南側盤）の発達著しく層厚は60m以上におよぶ。



第3図　細野露頭東端断面図

第4図　臼台露頭見取図
（右下断面図砂岩・粘板岩にたてに入っているのは珪岩）



第5図　氷柱観音露頭見取図
（コンター5m毎）

第6図　千ケ谷露頭見取図

4. 2. 2 桜山鉱山および千ケ谷露頭（第6図）

いずれも氷柱観音露頭の延長線上にあるが，相互の連絡はない。桜山鉱山は石灰石層の下盤に沿つて胚胎するドロマイトを稼行中で，その層厚は 10～15 m が確認されている。走向延長は 50 m で，目下露頭下方の谷間に砕石場を建設中である。本鉱体の石灰石層は走向 N 75° E，北に急傾斜し，ドロマイト部を含め，層厚は平均 60 m，走向延長は 700 m 前後のレンズ状形とみなされる。

千ケ谷露頭は仁宇部落の北方約 1 km を距てた標高 300 m（比高 200 m）に位置し，露頭は渓谷沿いに高さ 15 mの懸崖をなす。走向 EW，傾斜は垂直，上下盤はチャートの細層を含む粘板岩で露頭は全くドロマイトのみからなる。層厚は最大 15 m，東方へ約 100 m で尖消し，往時小規模に採掘された形跡が露頭の南面にみられる。

5. 品　質

石灰石は外観白～灰白色を呈し，塊状緻密質で方解石細脈がしばしば不規則に貫く。南帯のドロマイト鉱床では上盤側に石灰石との漸移帯を伴ない，このドロマイト質石灰石の層厚は 20 m 余におよぶ。

採取試料は第1表のとおり小数で，かつ，選択的に採取したため参考記録にとどまるが，石灰石については北帯は珪酸分が一部で高く，南帯で稼行中のドロマイトは MgO＝＋18% の高品位を示すが，低品位のドロマイト質石灰石部が多い。

第 1 表　化学分析表

No.	露頭別	CaO	MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	Ig.
1	臼　台	54.17	0.00	0.15	0.10	2.23	42.72
2	西　谷	55.74	0.05	0.04	0.02	0.23	43.84
3	氷柱観音	55.81	0.00	0.13	0.05	0.22	43.76
4	桜山鉱山	33.93	18.60	0.17	0.06	0.05	47.03
5	千ケ谷	36.28	16.65	0.08	0.04	0.33	46.77

（単位%）分析：永井　茂

6. 埋 蔵 量

全般に石灰石層の連続性に乏しく，層厚も薄く北帯・南帯とも，各露頭の走向延長は 500 m 前後にとどまり，単独で大規模な鉱床は存在しない。

細野露頭は東西両端における3層の層厚合計は25～32 m，中間で北側の1層が肥大するが 30 m にすぎない。

臼台露頭は下盤側に赤色チャートの層厚 10 m を一部に挟在するが，層厚は平均 50 m におよぶ。しかし走向延長は 500 m，県道地並よりの比高は最高部で50mも規模は小さい。

西谷露頭は露頭の追跡が充分に行なわれなかつたが，小谷を距て東方への連続が期待されるので今後の調査により埋蔵量は倍加する可能性がある。

氷柱観音露頭は層厚薄く，最大 15 m で埋蔵量算出の対象とならない。

桜山鉱山は今回の調査対象外であつたため石灰石露頭の追跡は一部にとどまつたが，臼台露頭も類似したレンズ状形をなすものとみなされる。ドロマイトについては鉱山側の探鉱が充分進んでいないが，確認された範囲ではこの種鉱床としての規模は小さい。

第2表にこれら各露頭の規模，埋蔵量を一括表示した。

第 2 表　埋 蔵 量 表

露頭別		対象別	走向延長 (m)	平均層厚 (m)	地の傾斜より平均走向延長に対する高度 (m)	埋蔵量 (万t)	備考
北帯	細　野	石灰石	500	35	100	計算せず	珪質岩の夾みを有する3カ層の合計
	臼　台	石灰石	550	50	25	185	
	西　谷	石灰石	300	40	150	160	ほかに崖錐 45万t
南帯	氷柱観音	石灰石	600	10	150	計算せず	薄層である
	桜　山	ドロマイト	50	10		数	露天掘稼行中
	千ケ谷	ドロマイト	100	10		僅少	

7. 結　語

当地域の地質は東部稼行地域の延長部に当り，ほぼ同一層準に石灰石の分布が認められ，東西に平行する北帯と南帯の露頭に区別される。

しかし当地域では急激に劣勢となり，埋蔵量計算の対象となつたものは僅かに北帯中の臼台・西谷の2つの露頭で，その合計は 350 万 t にすぎず，西谷露頭は今後の調査により埋蔵量は増加の期待はあるが，一鉱体として数 100 万 t 級にとどまる。

品質の点も均質でなく北帯では珪酸分高く，南帯ではドロマイトを胚胎し，これも漸移する石灰石はドロマイト質となる。

資源的見地からみれば，規模の点で，また，立地条件においても当地域の石灰石は早急なる開発の対象とはなり得ない。（昭和39年11月稿）

文　献

山田正春・井上秀雄（1954）：徳島県那賀郡および勝浦郡下の石灰石鉱床調査報告，地質調査所月報，vol. 5，no. 11

資　　料

581.33：551.332（57-11）

東シベリヤ更新世の代表的氷河周辺の植物について*

L. V. Golibeva

小岩井　隆　訳

第四紀に地表を覆つていた種々の植物の発展史を研究するにさいして，間氷期の植物はこれまで調べられた氷河期の植物よりもなお一層注目されるものである。これら詳細な研究によれば，東シベリヤの氷河周辺植物は著しい興味をわれわれに提供する。

植物と気候の変化に関する問題の研究は1つの氷河の周期的経過にしたがつてすすめられ〔6，8，9，11〕その変化に結びつけて研究された。東シベリヤにおける古植物の資料は従来全く知られてなかつたが，とにかく東シベリヤにはかなりの数の地質柱状図ができているにかかわらず，いたるところ，“凍結地として空白”という報告がいつでもなされている。現在の報告によれば4回の氷河期が追跡され，それらは地質年代を編成するうえにとつてシベリヤにおける大きな地質学的事件であり，サマロブスク，タゾブスク，ズィリヤンスクとサルタンスクとに区別され，対比される。〔3～5，10〕

東シベリヤの南部（前バイカル，ザバイカル西方）で，筆者は間氷期層について花粉・胞子分析法を用いて，30以上の試料を研究した。この地方の間氷期の説明については，ラブスキー（Ravsky, E. I.）〔5，10〕が地質断面の資料について本を著している。それには特殊な型の地層と寒冷な条件下で生育する植物の形体について述べられている。

最も広く展開している氷河の堆積物はズイランスク氷期の地層のものと思われる。東シベリヤの南部において，この氷河の氷堆石はサヤノ・バイカルの山岳地方にまで追跡され，そのほかの地域ではこの期間の氷河湖，湖水，沖積層や崖錐状堆積物を基盤にして植物が生育している。

寄託された古植物の試料を分析して次のようなことがいえる。すなわちズイリャンスク氷河期の初めに広く繁茂した森林にとつては悪い環境変化が生じ，そして森林のみられないような景観が大部分の地域に広がつた。

氷河周辺植物は2相あるいは2つの型に区別され，第1と第2の“半氷河期”に対応される（第1表参照）。いろいろの断面で調べてみるとその特長は堆積が連続していても，第1相から第2相に移ると植物の発展がみられることであり，それが整合に継続するのが注目される。この期間の植物の発展は花粉組成のなかに充分あらわれているが，それぞれの地域に繁茂する植物の花のうちで特殊なものの名前をきめるには資料がたりない。

第1相に分布し，その領域の大部分を占める植物はツンドラ型でこれらが氷河周辺の景観をつくる。大部分の植生にはツンドラや北方シベリヤ原生林の要素がみられ分布上著しいものは叢林型白樺（*Betula sec. Nanae*）である。現在では東シベリヤの南が分布の限界であり，そのほかにはアルプス山帯の麓でみかけられる。

化石としてのこの白樺はズイリヤンスク期の初めの半分の全層にみられる。また広範囲にみると合弁花・石竹・ユキノシタ・キンポウゲなどの植物群や，しかも沼沢地のスゲやミヅゴケ類も含まれる。浅い水溜にはオモダカ科（Alismataceae）やヒルムシロ科（Potamogetonaceae）などで構成される水生植物が繁殖した。ヨモギやハマアカザはこの期間が植生の分布範囲

*Л. В. Голубева (1964)：О типах перигляциальной растительности плейстоцена восточной сибири, Доклады Академии Наук СССР, Том 155, № 4

第1表　東シベリヤの更新世における氷河周辺の植物の型態

氷河期	前バイカル（近傍）（ツンキンスク凹地の系統）	西方ザバイカル（セレンギとチコヤ盆地）	中央シベリヤ高原の南部（プネレドニコバヤ）(1)の資料を参照	レナ河の中央流域盆地（アルダン，ビリユイ）(3)R. E. Gitermanの資料	植物による区分相
サルタンスカヤ	ツンドラの景観で大区域に叢生の白樺（Betula sec. Nanae）がある。化石ツンドラの区域にはヨモギやヒカゲノカヅラ（*Lycopodium alpinum* L.）を伴なう。	“半砂漠”型氷河周辺景観 Ephedra やアカザ，ヒカゲノカヅラの区域を伴なう。	松と白樺の疎林ツンドラ型の無林景観の区域では叢生白樺や雑草の大群落を伴なう。	氷河周辺景観として食用草—雑草の大群落があり，ヨモギとアカザの区域もある	
ズイルヤンスカヤ	“寒冷草原”型氷河周辺景観ヨモギや雑草の大群落を伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺景観ヨモギやアカザや食用草にすぐれ，雑草やヒカゲノカヅラ（*Lycopodium alpinum* L., *L. selago* L. と〔*selaginella sibirica* (Milde) Hieron〕の区域を伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺景観ヨモギ，食用草やアカザを伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺景観ヨモギやアカザの優勢とヒカゲノカヅラ類 *selaginella sibirica* (Milde) Hieron の区域が伴なわれる。	II
	ツンドラ型氷河周辺景観叢生白樺の大群落，叢生 Ericales（ツツジ）雑草水生植物（Alismataceae）やヒカゲノカヅラ（*Lycopodium alpinum* L., *L. selago* L.）を伴なう。	ツンドラ型氷河周辺景観叢生白樺，雑草がすぐれている白樺疎林と松の地域がある。	ツンドラ型氷河周辺景観で叢生白樺雑草，すげ，ヒカゲノカヅラ（*Lycopodium pungensha* Pyl., *L. alpinum* L., *L. selago* L.）ヒカゲノカヅラ類（*selaginella, selaginoides* (*L.*) Link とミヅゴケ類の苔類	白樺と落葉樹の森林島で無樹林景観の配置があり叢生白樺雑草を伴ない，ミヅゴケ沼沢やすげがまさる。	I
タゾフスカヤ	無樹木景観，叢生白樺やツツジ（Ericales），すげ水生植物（Alismataceae）の区域を伴なう。	白樺疎林叢生白樺にミヅゴケの沼沢のまざつたところを伴なう。	無資料	無資料	III
	“寒冷草原”型氷河周辺景観アカザ，ヨモギが優勢，ヒカゲノカヅラ（*Lycopodium alpinum* L.）の発達区域を伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺景観ヨモギが優勢，食用草や雑草が顕著な部分を占める。			II
	ツンドラ型氷河周辺景観叢生白樺，ツツジ（Ericales）を伴なう。雑草，食用草（grass）白樺の疎林地	無資料	はんの木と白樺の疎林で大部分は叢生白樺		I
サマロブスカヤ	無森林景観，いろいろの草，ツツジ叢生白樺を伴なう。白樺やはんの木の分布は疎林である。	無資料	無資料	無資料	III
	氷河周辺の景観は“寒冷草原”型ヨモギがすぐれ，Ephedra やアルプス山型ヒカゲノカヅラ種が伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺の景観　密生のアカザや Ephedra，ヨモギ，*selaginella sibirica* (Milde) Hieron を伴なう。	“寒冷草原”型氷河周辺景観ニガヨモギやアカザが優勢	無資料	II
	ツンドラ型氷河周辺景観叢生白樺，雑草，すげ，ツンドラ式でヒカゲノカヅラ類のアルプス山型の種類とミヅゴケのような苔類	森林の島は白樺やはんの木で，ツンドラ型の無樹木景観を混合する。	白樺疎林に草生群落やミヅゴケ沼沢を混える。	白樺と落葉樹の森林島に叢生の樺に草生群落やミヅゴケの沼が混ざる。	I

であると思われるし，とくに乾燥した環境と関係がある。ヒカゲノカヅラ類に属するいろいろの植物 (*Lycopodites*) では，*Lycopodium alpinum* L., *L. pungeus* La Pyl., *L. Selago* L. がある。

ごく最近ではこの植物はスバリピイスク，やアリピイスクの山帯の麓にみられる。化石の状態となつている特殊な胞子の標本から推定できることはズイリヤンスク期にはヒカゲノカヅラ類は大分広い分布をもつていたということである。ヒカゲノカヅラ類には *Selaginella selaginoides* (L.) Link が一湿地生植物，*S. sanguinolenta* (L.) Spring と *S. borealis* (Kaulf.) Rupr. 一植生上群落となつてあらわれる。

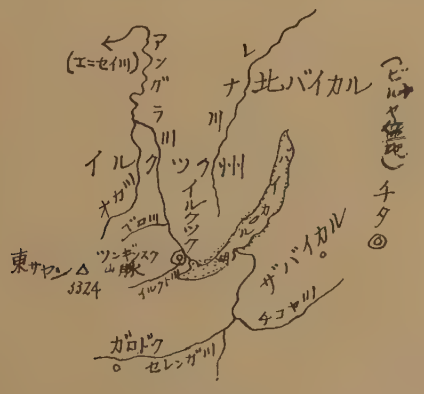
ツンドラ型の景観そのものは植物の印痕〔10〕から研究されたものである。ニキチン (Nikitin P. A.) によれば泥炭層はベロ川 (アンガラ支流) の河岸段丘の下部沖積世IIに挟在し，この泥炭層中の化石名は種子や大型の印痕によつて鑑定された。それらは多くのツンドラ型植物で，そのうち次のようなものがある。*Salix polarix* Wahlent, *Polygonum viviparum* L., *Minuartia* sp., *Cruciferae* gen. (cf. *Allysum*), *Ledum palustrae* L., *Betula nana* L.

ズイリヤンスク氷河期の植物分布のなかでは，第I相はほかの氷河の第I相と全く似ている (第1表参照)。全体としては寒冷で比較的湿つた気候を特徴づけている。ズイリヤンスク期では森林のない景観が考えられ，さらにそれが広く拡がつていたと推察される。西ザバイカル (チコヤ盆地) だけが白樺や松の疎林が残つた地域として考えられた。氷河が最も大きく拡がつた初期には森林の変化がおこり氷河周辺の植物にはその組成に変化があらわれる。ツンドラ型の森林のない景観は“粗悪なステップ”型にかわる。

第II相では植物の発展段階がみられ，好湿性であつた植物が縮少し，好乾性植物がふえる。広い範囲にヨモギ属や草類をまじえた食用草一ニガヨモギ一や川の氷のとけた場所には雑草の大群が生育する。石の多い区域や岩石のところは以前の通りにヒカゲノカヅラ類が生育し第I相におけるようにあらわれる。ヨモギ類は著しく拡がり，*Selaginella sibirica* (Milde) Hieron一乾燥地適応の植物一が生ずる。植物の組成からみて第II相の気候は寒冷であり乾燥していたことが証明される。

ズイリヤンスク氷河期が経過するにつれて，気候の変化の中に乾燥かあるいは湿潤の度合においてかたよつた増加のあることがわかり，ラブスキン (Ravskin E. I.)〔5, 10〕は地質学的資料として，1番目の氷期である第I相の半分に対比する地層には解凍泥流の構造が認められることを論述し，同時に氷期の第2回の半分に相当する地層では裂目の構造があることを述べ，氷についての解説ではこれらの仮像という表現を使つている。

第II相は前氷期植物群の発展につづくズイリヤンスク凍結期であるとみなし，私達はそれを東シベリヤの南方で決定したが，さらに中央や北方地域においても追跡した。しかし前者の地域は明白に認められるけれども後の地域ではやや明瞭でない。全域では好乾燥植物が第II相の半氷期の植物として増加するという共通の傾向が注目される。ビルヤ盆地の1地点では，第I相に叢生の白樺を含むツンドラ型氷河周辺の景観が多かつた。第II相で植物はその地方独特の“寒冷ステップ”型の特長を思わせた。



その他の氷期（サマロブスクやタゾブスク）については植物の発達によつて私達は3相を決定した。最も明らかなものは東シベリヤ南方の1地層〔5〕で完全な柱状断面が調査されたことで，その地質柱状は東シベリヤ南方とは別個のものとみられる。

サルタンスクという最後の氷河期については調査はよくできなかつたし，これは山地ではみられない。この期間には，イルクツク河，アンガラ河，イイ河，セレンガ河，チコヤ河などに段丘が形成された。この段丘は沖積世Ⅰの時代の形成であるといわれている。前述の氷河期と区別しようとしても，ここの植物の植生ではきめられない。

サルタンスク氷期の環境は湿地帯であつたことがかなりはつきりしており，いろいろの地域をおおつた植物に特殊性があらわれている（第1表参照）。この特殊な地域は西部ザバイカル盆地とチコヤ盆地にあつた。これらの地方では氷河周辺の半砂漠型の景観があり，植生は貧弱でマオウ *Ephedra* を主とし，アカザやニガヨモギからなつている。胞子・花粉図表でみれば *Ephedra* の花粉は20%に達し，そのほか4—5種以上のものが決定された。現在では *Ephedra monosperma A. M.* の1種が報告されている。アカザの種類では *Kochia prostrata*(L.) Schrad., *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M. などの種が決定され，これらからでは凍結状態と砂質の草原（ステップ）が特長として考えられる。堆積層中には数としては少ないけれどもヒカゲノカヅラ類 (*Lycopodium alpinum*) や *Selaginella sanguinolenta* の胞子がみいだされた。

氷河周辺の“寒冷なステップ型景観”は，サルタンスク期にはバイカル湖〔2〕の東岸に沿つて広まり，それから北方に遠くのび，ヤクツク〔3〕の氷河周辺植物へと連続している。

植物組成の要素においてツンドラ型かあるいはステップ型かどちらかが優勢な氷河周辺景観が氷河時代に西シベリヤ〔4,7〕やソ連の欧州区域〔8〕に広くひろがつていた。

植物の発展にみられる類似性はおのおの氷河周期の経過にあらわれるものであり，東シベリヤでもまた西方の領域においてもみられる。東シベリヤの植物はわずかながら特殊性が認められ，気候の影響を一層強くうけていることは，明らかに内陸に氷河の優勢な環境であつたことになる。

文　献

1. Т. Д. Боярская, Сборн. Палеогеография четвертичн. периода СССР (к VI конгр. ИНКВА в Польше) (1961)
2. П. Б. Виппер, ДАН, 145, № 4, (1962)
3. Р. Е. Гитерман, Тр. Геол. инст. АН СССР. 78 (1963)
4. Л. В. Голубева, Тр. Геол. инст. АН СССР. 31 (1960)
5. Л. В. Голубева, Э. И. Равский, Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 19 (1962)
6. М. П. Гричук, Матер. по палеогеографии, в. 1 (1954)
7. М. П. Гричук, Палеогеография четвертичн. периода СССР (к VI конгр. ИНКВА в Польше) (1961)
8. М. П. Гричук, В. П. Гричук, Сборн. Перигляциальные явления на территории СССР. (1960)
9. В. В. Ревордатте, Сов. бот., №2 (1940)
10. Э. И. Равский, Тр. Геол. инст. АН СССР, 26 (1960)
11. J. Jversen, Danmarks Geol. Undersög. Charlottenlund, 1960

講演要旨*

台湾北部海底炭田調査について

上島 宏* 森 喜義** 向井清人***
小谷良隆** 駒井二郎**

台湾島内における石炭生産量は，終戦後上昇の一途をたどり，1964年には年間 5,027,653 t に達し，日本統治時代の最高年間出炭量（2,853,832 t）の2倍近くの出炭をみるようになつた。しかし島内における産業建設，とくに火力発電拡充計画などに基づく石炭需要量は，この生産量を上廻わり1970年には約60万 t の供給不足になるものと予想され，その打開策として未開発炭田の調査開発が大きく取り上げられている。これは海底炭田，台北盆地下および深部炭層の調査開発を3本の柱とするものであるが，海底炭田の調査開発については日本の技術協力が要請されている。

この調査は，「北東アジア地域技術協力計画」に基づいて1965年3月末から5カ月にわたつて実施された。

調査員は，われわれ一行5名のほかに，現地側から経済部鉱業研究服務組，海軍海道測量局，中国石油公司などの技術者20数名が調査に参加協力した。

調査範囲は，基隆港をほぼ中心に，東は鼻頭角より西は富貴角にいたる約45 km 間の陸岸からおよそ 5 km 沖合までの海域で，調査総面積は 225 km² に達した。

調査経過：海上における調査は，音波探査と磁気探査とを併用し，同一測線上で同時測定を行なつた。

測線は，ほぼ網目状に設けられたが，沿海陸域の地質構造を考慮して，海岸線に平行する測線をやや密（300～500 m 間隔）に選び，その総延長は 683 km に達した。

船の位置決定の測量作業は六分儀測量により，3～5分間隔で行なわれ決定した船位置は直ちに図上（縮尺1万分の1）に印された。測角に必要な陸上の目標は，1 km 間隔に設定した専用の標式を用いた。

海上作業は，音波探査，磁気探査および測量作業を含めすべて徳隆28号（30 t，木造，焼玉エンジン 5 HP）の甲板上で行なわれた。

海上作業期間は，4月上旬から7月上旬まで約3カ月であつたが，この間天候不良に加え3週間ほど現地側の要望により，台湾西部の海底油田の調査に時間を割いたためこの海底炭田の実動日数は30日となり1日当たりの平均測線長は 22.8 km であつた。なお，観測中の船速度は4ノット内外を保つように配慮された。

調査結果の概要

音波探査では，次に示すような海底下 100m 以内の地下構造が明らかにされた。

1) 各地層の走向，傾斜。
2) 18カ所における断層構造，3カ所における背斜構造，4カ所における向斜構造。
3) 含炭新第三紀層を覆う海底新期堆積物層の分布状態。
4) 火山岩の分布範囲。

磁気探査では，火山岩類の分布を明らかにすると同時に，地質構造とくに断層と低磁力域との間に関係の深いことが判明した。

海底地形：この海域の水深は，ほとんど 100m 以浅である。水深 40 m 以浅では岩石の差別侵食が海底地形によくあらわれているが，これは海底新期堆積物の層厚に支配されていることが音波探査の結果から判明した。

海底地質：沿海陸上地質，海底炭鉱坑内地質および海上音波，磁気探査結果を総合し，1万分の1海底地質図を作成したが，これにより海底における夾炭層の分布ならびに地質構造が明らかになり，各海底炭鉱における地質的問題点をほぼ解決することができた。

なお，海域における炭層の発達状況は，陸域における各夾炭層の層厚変化，炭層の発達状況，古流系および重力異常分布などから推して良化の傾向にあるものと推定され，今後予定されている海上ボーリングに期待するところが大きい。（*北海道支所 **物理探査部 ***技術部）

環境科学への接近と21世紀の国土改造計画にそなえて

蔵田延男

わたしたちのやつている地質学あるいは地学は，最終的にむろん人間生活のためにこそ役立たなければならないということは誰も信じて疑わない。具体的にいつてその一つの例は，地下資源をみつけて，賢明な方法でそれを鉱石として掘りだし，さらに鉱石からわたしたちの身の廻わりに必要な物資を工業の手をわずらわしてつくり

*月例研究発表会講演要旨
昭和41年1月21日本所において開催。

あげている。もつともこの場合，鉱山の経営者や，工業への投資が損になると思えば，いくらわたしたちがよいものと思つていても，手に入らないというはがゆさがある。

こうしたいわゆる応用地質学が一歩進んで土木地質とか災害地質となつてくると，自然の対象とわたしたちの生活との間に一段と近づきがみられる。すなわち土木の場合には土木工事というついたてがあるにせよ，たとえばダムやトンネルの地質調査で，もし地質やがその判断をあやまれば，あるいはその崩壊を招いて人命が危険にさらされることがありうる。それに限られた人が対象になるが，しかしいずれにしても，鉱石の開発の場合にはみられなかつた身近かさを感じさせる現象となろう。

災害地質の対象である地震，火山爆発，地すべり，洪水，崖くずれ，地盤沈下などとなると，もつとずつとわたしたちの身近かな対象となり，同時に人命が危険にさらされるという切実さが増してくる。とくに従来山間部の地すべりが問題であつたが，最近では都市の開発に伴つて大都市の近くにまで崖くずれというかたちで，地質やの研究対象があらわれてきたことは，応用地質学がわたしたちの生活のごく近くまで関連をもつてきたということができる。地震のような余りに未知の分野の多すぎる現象にしても，都市の発展に伴なつて，そのおこつたときの不安感はつのるばかりで，予知，対策といつたことが真剣に考えられるようになつた。井戸涸水，宅地を買うときの地盤のよしあし，土壌と廃木，観光への真の理解…などいろいろの面で，わたしたち身の廻わりに地質学をあるいは地球についての知識を要求される場面がふえてきている。そしてこの傾向は，最近ようやくいわれるようになつてきた環境科学の研究の一環として，天変地異に富むわが国ではことのほか関心がもたれてよいことと思われる。

さてそこで，公害，交通事故，都市の過密化がうたい文句になつてきている現在のわが国で，このまま都市開発を進めていくならば，まもなくどうにもならないいきずまりにきてしまう。人口の増加，しかもそのなかの高いパーセントが都市人口となるという傾向はこれからさけられないものと思われる。たとえば現在わが国の人口9,000万のうち4,000万が都市人口であるが，その60％以上が阪神，中京，京浜などの東海道沿線に集まつている。これが今世紀末には，都市人口1億1,000万その80％，9,000万が東海道沿いに集中してくるのではないかと予測する資料がある。こうなると現在の各種の開発条件は根本的に考え直されなければならなくなる。

地下数10 m の深さを基準にして，直径 20～25 m のチューブを直線状に設け，その中央にリニアーカーもしくはエヤーカー式の高速列車をはしらせ，上部空間にはローカル列車，ベルトコンベア，送電ケーブル，通信ケーブルなどを収容し，一方下部空間には猪苗代の水や天竜川の水を切りかえ自由にできる大小口径の水道パイプ排水管渠などを入れ，国内火山山ろくもしくはその他の適当な土地でチューブの立上がり部に，エヤーコンデイショニングをつけた一大ビジネスセンター，生産施設の一部などをつくり，地上に下りてからの数10 km 圏内に住宅，教育研究施設，リクリエーション地帯などを配する。またチューブの掘削排土をもつて浅海部の大規模な埋立てを行ない，ここに動力センター，工場地帯あるいはし尿処理場などの類を配置するなど，一連の国土の新しい姿を求めることが是非とも必要になると思われる。

私たちの地質学，地球科学は，私たちの次代の頭脳開発が健かに進められるような環境をつくりだすため，考えられる国土改造に当つて，それに十分間に合い役立つような地質調査やそれに関した研究を怠らないように心がけることは，次の時代に対するたわしたちの大切な仕事であろう。

（応用地質部）

地質調査所月報　第17巻　第4号　目　次

報　文

松本盆地北部の地下水

長崎県郡川扇状地の地下水

東京近海の現棲種貝類の調査

概　報

徳島県槇山・東条地区含銅硫化鉄調査

資　料

日本海海底における2カ所の胞子ー花粉分析

地質調査所への連絡は

本　　所　神奈川県川崎市久本135番地　電話　(044) 83—3171

東京分室　東京都新宿区河田町8番地　電話 (341)　7131～8番

北海道支所　北海道札幌市南1条西18丁目　電話 (61) 4464番

仙台駐在員事務所　仙台市柳町通り28番地　(仙台通産局内) 電話 (23) 2306番

名古屋駐在員事務所　名古屋市中区南外堀町6の1 (名古屋通産局総合庁舎内) 電話 (941) 6416番

大阪駐在員事務所　大阪市東区杉山町1番地　電話 (941) 3969番

広島駐在員事務所　広島市基町1番地 (広島通産局内) 電話 (21) 1945番

四国駐在員事務所　高松市六番町の1 (四国通産局内) 電話 (3) 3254番

福岡駐在員事務所　福岡市石城町14の10 (通産省福岡合同庁舎内) 電話 (28) 6743番

昭和41年3月20日　印　刷
昭和41年3月25日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小　林　孝　次
東京都墨田区東両国3の40

印刷所　泰成印刷株式会社
東京都墨田区東両国3の40

© 1966　Geological Survey of Japan

U.D.C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke Sato, Director

Vol. 17 MARCH 1966 No. 3

CONTENTS

R. Ota : Geological Report on Ibusuki District, Kagoshima Prefecture 1 (129)

K. Seya : On the Gravity Anomalies in the Ibusuki Geothermal Area, Kagoshima Prefecture 12 (140)

K. Onodera, K. Mukai & S. Maruyama : On the Sea Condition and Distribution of Iron Sand near the Cape Isonezaki, Chiba Prefecture 25 (153)

N. Kiyoshima : A Report on the Limestone Deposit in Anan City and Wajiki-machi, Naka-gun, Tokushima Prefecture —— Along the Left Bank of the Naka River —— 48 (176)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 17, No. 3, 1966